

Procesos y riesgos volcánicos

Volcanic processes and risk

J. López-Ruiz¹, J. M. Cebriá¹

RESUMEN

Los magmas se generan en cuatro ambientes geodinámicos diferentes: *a)* en los márgenes de placa constructivos, en los que se incluyen las dorsales centro-oceánicas y las cuencas tras-arco; *b)* en los márgenes de placa destructivos, como los arcos-isla y los márgenes continentales activos; *c)* en zonas de intraplaca oceánica, y *d)* en zonas de intraplaca continental.

En las dorsales, en los arcos-isla intraoceánicos y en las islas oceánicas los magmas sólo se pueden generar en el manto superior, ya que en estas áreas no existe corteza continental, pero en los márgenes continentales activos y en las áreas de intraplaca continental la corteza puede jugar un papel más o menos importante. A su vez, las dos zonas del manto superior en las que potencialmente se pueden originar magmas son la litosfera y la astenosfera.

El mecanismo por el que se originan los magmas en cada uno de estos ambientes geodinámicos es diferente. En los márgenes de placa constructivos la astenosfera asciende adiabáticamente y funde. En los márgenes destructivos la generación de magmas está relacionada con la subducción. Finalmente, en áreas de intraplaca continental el magmatismo está asociado a fenómenos de extensión producidos por fenómenos tales como la indentación y la delaminación o bien está relacionado con plumas mantélicas, como ocurre en general en áreas de intraplaca oceánica.

El tipo de erupción depende de la composición del magma, y sobre todo de su temperatura, viscosidad y contenido en gases. En general, los magmas basálticos (que tienen contenidos en SiO₂ comprendidos entre 45 y 52%, temperaturas de 1.000-1.200 °C, viscosidades del orden de 10-10² Pa·s y baja abundancia de gases) extruyen de forma tranquila o moderadamente explosiva, dando lugar a erupciones de tipo hawaiano o estromboliano. Por el contrario, los magmas ácidos (que tienen contenidos en SiO₂ superiores al 63%, temperaturas de 700 a 900 °C, viscosidades entre 10⁶ y 10⁸ Pa·s y elevado contenido en gases) y los traquítico-fonolíticos lo hacen de forma explosiva, generando erupciones de tipo vulcaniano y pliniano.

A escala global las erupciones volcánicas y los fenómenos asociados son más infrecuentes y generan menos víctimas y daños que otros riesgos naturales. Según la información recopilada en la más reciente y completa base de datos (Witham, 2005), de los 176 volcanes/áreas volcánicas que se incluyen en la misma, más de la mitad han sido responsables de más de un incidente en el siglo xx, y de las 491 erupciones que han tenido lugar en este período de tiempo del orden del 50% han producido muertes. De los diferentes materiales emitidos, las coladas y oleadas piroclásticas fueron las principales causas de muerte, seguidas de los lahares, que a su vez fueron la principal causa de heridos. Por el contrario, las lavas y los piroclastos de caída generaron un número relativamente pequeño de muertes y heridos, si bien los piroclastos de caída fueron responsables del mayor número de personas que perdieron su casa y que tuvieron que ser evacuadas. Por otra parte, como las erupciones de los volcanes asociados a zonas de subducción son, en general, más explosivas y por ende más peligrosas que las de los volcanes de áreas de intraplaca, las regiones en las que más muertes se produjeron en el siglo xx fueron el Caribe, Sudamérica, América Central y el Sudeste asiático.

Palabras clave: *generación de magmas, dorsales oceánicas, arcos-isla, márgenes continentales activos, zonas de intraplaca, erupciones hawaianas, erupciones estrombolianas, erupciones vulcanianas, erupciones plinianas, lahares, destrucción parcial edificios volcánicos, peligrosidad volcánica, riesgo volcánico.*

¹ Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. José Gutiérrez Abascal, 2. Madrid.

ABSTRACT

Magmas are generated in four well-defined geodynamic settings: a) constructive plate margins, including mid-ocean ridges and back-arc basins; b) destructive plate margins, such as island arcs and active continental margins; c) oceanic intraplate areas, and d) continental intraplate areas.

In mid-ocean ridges, intraoceanic island-arcs and oceanic islands, magmas can only be generated at the upper mantle due to the absence of continental crust. On the contrary, the crust can play an important role in continental settings. Additionally, the generation of magma in the upper mantle can be located in the asthenosphere and the lithosphere.

The mechanisms of magma generation in each geodynamic setting is different. In constructive plate margins, the asthenosphere rises adiabatically and melts. In destructive margins, melting is linked to subduction. Finally, in continental intraplate areas melting is associated to extensional processes, which can be linked to various phenomena such as indentation, delamination or mantle plumes, as in the case of oceanic intraplate settings.

The eruptive mode depends strongly on the magma composition, and more precisely of its temperature, viscosity and gas content. In general, basaltic magmas (characterised by SiO₂ abundances between 45 to 52%, temperatures of 1.000-1.200 °C, viscosities of 10-10² Pa·s and low gas content) erupt in a quiet or moderately explosive way, producing hawaiian- or strombolian-type eruptions. On the other hand, acid magmas (with SiO₂ higher than 53%, temperatures of 700-900 °C, viscosities between 10⁶ and 10⁸ Pa·s and high gas contents) are characterised by explosive, vulcanian- to plinian-type eruptions.

At global scale, the volcanic eruptions and their associated phenomena are less frequent and involve less victims and damage than other natural disasters. According to the recent database by Witham (2005), from the 176 considered volcanoes and volcanic areas, only a half are related to more than one incident in the 20th century. Additionally, from the 491 eruptions produced in that period, about 50% resulted in deaths. Considering the type of materials erupted, pyroclastic density currents were the main cause of death, followed by lahars, which are the main cause of injuring. On the contrary, lava flows and pyroclastic falls involved a relatively low number of deaths and injuries even though pyroclastic falls were responsible of a great number of people losing their homes or being evacuated. Since the eruptions of the volcanoes associated to subduction areas are in general of greater explosivity and therefore more dangerous than intraplate volcanoes, the regions where more deaths are linked to volcanic activity in the 20th century were the Caribbean, South and Central America, and SE Asia.

Key words: magma generation, mid-ocean ridges, island arcs, active continental margins, intraplate settings, hawaiian eruptions, strombolian eruptions, vulcanian eruptions, plinian eruptions, lahars, partial destruction of volcanic edifices, volcanic hazard, volcanic risk.

Introducción

Las erupciones volcánicas son, sin duda, las manifestaciones más espectaculares de la dinámica interna de la Tierra. Como veremos, representan la culminación de un largo proceso que empieza con la fusión de una porción del manto o de la corteza inferior, continúa con la segregación del líquido silicatado generado del residuo refractario, sigue con su ascenso y consiguiente evolución geoquímica hacia zonas más superficiales y finaliza con su salida al exterior.

En esta revisión se discute en primer lugar la generación de los magmas en los diferentes ambientes geodinámicos y se describen los más usuales tipos de erupciones, lo que permite comprender el fenómeno volcánico desde una perspectiva global. La última parte aborda los efectos del volcanismo sobre la sociedad desde el punto de vista del riesgo volcánico.

Una versión abreviada de esta revisión fue presentada en el Curso Universitario de Verano sobre *Riesgos naturales o inducidos por el hombre: Predicción y Prevención*, que se desarrolló en agosto de 2006 en la Universidad de Santa Catalina de Burgo de Osma, organizado por la Universidad de Cantabria.

Generación de magmas

Los magmas se generan en la parte inferior de la corteza o en el manto superior por la fusión de rocas preexistentes, con intervención de todas o sólo algunas de las fases minerales presentes. Su composición química se establece en base a las concentraciones de los elementos mayores y traza, así como a determinadas relaciones de isótopos radiogénicos y estables, que presentan las rocas magmáticas que llegan a superficie. Los elementos mayores se encuentran en una concentración superior al 1%,

por lo que su abundancia controla las fases minerales que se forman, mientras que los elementos traza están en concentraciones inferiores al 0,1%, lo que, en general, impide la formación de fases en las que ellos son constituyentes esenciales.

La distribución en superficie de las rocas volcánicas no es aleatoria, ya que los magmas sólo se generan en determinados ambientes geodinámicos: *a)* en los márgenes de placa constructivos, en los que se incluyen las dorsales centro-oceánicas y las cuencas tras-arco; *b)* en los márgenes de placa destructivos, como los arcos-isla y los márgenes continentales activos; *c)* en zonas de intraplaca oceánica, y *d)* en zonas de intraplaca continental.

Las estimaciones sobre la actividad magmática media en los últimos 180 Ma (por ej., Crisp, 1984) indican que en las dorsales centro-oceánicas se genera un volumen de magma de $\sim 21 \text{ km}^3/\text{año}$, en las zonas de subducción está en el rango $2,5\text{-}8 \text{ km}^3/\text{año}$, mientras que en las áreas de intraplaca, tanto oceánica como continental, es de $2\text{-}4 \text{ km}^3/\text{año}^1$. Como el volumen total de magma generado está comprendido entre 26 y $34 \text{ km}^3/\text{año}$, el magmatismo de las dorsales representa el 75% del total, el de las zonas de subducción el 20% y el de intraplaca el 5%.

En las dorsales, en los arcos-isla intraoceánicos y en las islas oceánicas los magmas sólo se pueden generar en el manto superior, ya que en estas áreas no existe corteza continental, pero en los márgenes continentales activos y en las áreas de intraplaca continental la corteza puede jugar un papel más o menos importante. A su vez, las dos zonas del manto superior en las que potencialmente se pueden originar magmas son la litosfera y la astenosfera.

Como las propiedades sísmicas de la corteza y el manto indican que en condiciones normales ambos se encuentran en estado sólido, para que se produzca la fusión en cualquiera de estas zonas ha de tener lugar algún tipo de perturbación de la temperatura, de la presión o de las actividades de los componentes volátiles. Aunque el aumento de temperatura puede parecer a priori el proceso más obvio que produce la fusión, sin embargo las otras dos perturbaciones son mucho más importantes. Esto es consecuencia, por una parte, de que en la astenosfera el transporte de masa es mucho más rápido que el transporte de calor. Por otra parte, la litosfera se

encuentra a una temperatura lo suficientemente alta como para que sea necesario un importante aumento de temperatura para que se produzca su fusión, y los mecanismos que podrían incrementar su temperatura (por ej., la desintegración radiactiva, el calor de fricción, etc.) tienen un papel reducido en la era actual. Además, la fusión consume mucha energía térmica, ya que, aunque el calor específico de los silicatos es relativamente bajo ($0,2\text{-}0,3 \text{ cal/g}$), la entalpía de fusión de una peridotita a 40 kbar es del orden de las 135 cal/g .

De acuerdo con lo que acaba de ser expuesto, en el caso del manto, los dos mecanismos dominantes de generación de fundidos son: *a)* la descompresión, que facilita el ascenso de una porción del manto con mayor temperatura que la del manto que atraviesa, y *b)* la adición de volátiles, que reduce la temperatura de fusión del sistema.

El ascenso de una porción de manto, en forma de pluma o como diapiro, tiene lugar en condiciones casi adiabáticas (a razón de $0,3 \text{ }^\circ\text{K/km}$ o de $1,0 \text{ }^\circ\text{K/kb}$), por lo que la pérdida de calor por conducción es despreciable. Por el contrario, su punto de fusión decrece mucho más rápidamente al disminuir la presión, ya que la variación es del orden de los $10 \text{ }^\circ\text{K/kb}$. Esto significa que la temperatura del manto que asciende decrece menos que lo que disminuye la temperatura de fusión, por lo que durante el ascenso se alcanza un punto en el que la temperatura ambiente excede a la de fusión, y comienza a fundir.

Este ascenso puede tener lugar de forma pasiva o activa. En los márgenes divergentes, el manto asciende pasivamente para rellenar el espacio dejado por la litosfera que se desplaza lateralmente. Asimismo, en determinadas zonas de intraplaca continental en las que ha tenido lugar un proceso de adelgazamiento de la litosfera por desenraizamiento convectivo o por delaminación, el ascenso astenosférico es también pasivo. Por el contrario, el ascenso de las plumas desde la discontinuidad de los 670 km o desde la capa D'' es activo, ya que este material caliente y de baja densidad se considera que es parte integral de la convección de la Tierra.

La adición de volátiles, principalmente H_2O y CO_2 , reduce considerablemente la temperatura requerida para que se inicie la fusión. El aporte de

¹ Aunque el volumen de magma generado en áreas de intraplaca es actualmente insignificante, en el pasado geológico ha sido mucho más importante. Por ejemplo, durante la formación de los basaltos de plateau que preceden a la fragmentación continental, se arrojaron ingentes volúmenes de magma que cubrieron extensas superficies. En estos períodos el magmatismo intraplaca fue probablemente el dominante.

agua a una peridotita que se encuentra por debajo de la temperatura de su solidus hidratado, tiene lugar en las zonas de arco-isla y de borde continental activo, en donde la deshidratación de la corteza oceánica que subduce aporta a la cuña de manto situada encima, fluidos ricos en agua y elementos traza de elevado radio iónico.

En el caso de la fusión de la corteza, los mecanismos más probables son: *a)* la desintegración radiactiva en una corteza engrosada durante la orogénesis; *b)* el calor que transmite la intrusión de magmas derivados del manto, y *c)* el aumento del flujo térmico originado por el reemplazamiento del manto litosférico por manto astenosférico.

Tanto en el manto como en la corteza, durante los primeros estadios de la fusión, el líquido permanece en los espacios intergranulares de la roca que está fundiendo, hasta que la fracción fundida alcanza un valor mínimo en que puede comenzar la segregación. La velocidad de segregación está controlada por la diferencia de densidades entre el líquido silicatado y los cristales del residuo (ΔQ), siendo proporcional a $1/\Delta Q^2$. Cuanto más elevada es la profundidad a la que tiene lugar la fusión, menor es el contraste de densidades entre el líquido y el residuo, y cuando ΔQ se aproxima a cero disminuye la posibilidad de que la segregación tenga lugar. La profundidad a la cual ΔQ se aproxima a cero se encuentra entre los 100 y los 200 km (30-70 kbar), por lo que hay que suponer que los líquidos que se originen a mayor profundidad deben permanecer en su zona de generación.

La dinámica del proceso de fusión no es todavía completamente conocida, aunque algunos trabajos teóricos y experimentales (ver por ej., Maaloe, 1985) han contribuido a una mejor comprensión de esta cuestión. Todos los autores admiten que existen cinco tipos de fusión: en equilibrio, fraccionada, continua, por zonas y en desequilibrio.

La fusión en equilibrio tiene lugar durante un período de tiempo suficientemente largo, por lo que, hasta el momento en que se produce la segregación, se alcanza el equilibrio entre el fundido y el sólido residual. En la fusión fraccionada el fundido está en equilibrio instantáneo con las fases residuales pero se separa de las mismas continua y completamente según progresa la fusión. La fusión continua es un proceso intermedio entre los dos anteriores, ya que se produce la separación de fracciones de fundido continua pero no completamente. En la fusión por zonas el fundido pasa a través de un sólido y cada cristal individual interacciona y se equilibra con él. Por último, la fusión en desequilibrio o no difusiva

está gobernada por los coeficientes de difusión de los elementos traza en los minerales y el fundido no se equilibra con todo el sólido residual. Una descripción detallada de estos procesos desde un punto de vista petrogenético se puede encontrar en Benito y López-Ruiz (1994).

En los apartados que siguen se revisan los mecanismos y las características geoquímicas más sobresalientes de los magmas generados en los diferentes ambientes geodinámicos.

Zonas de intraplaca continental

Las zonas de intraplaca, tanto en áreas continentales como oceánicas, constituyen un vasto dominio. En estas zonas alejadas de los bordes de placa, el volcanismo se distribuye de forma dispersa y aparentemente aleatoria, que, como después veremos, contrasta marcadamente con la linealidad y continuidad del magmatismo que se localiza en los bordes constructivos y destructivos.

En general se acepta que el magmatismo en estas zonas está íntimamente asociado a fenómenos de extensión de la litosfera, ya que éstos favorecen el ascenso de la astenosfera y como consecuencia su fusión parcial. Entre los muchos mecanismos que han sido sugeridos para explicar el adelgazamiento/estiramiento de la litosfera se pueden citar la indentación, el descenso simétrico de una porción engrosada de litosfera provocado por las corrientes de convección de la astenosfera y la delaminación (ver por ej., Burg y Ford, 1997). Como se ha puesto de manifiesto en Asia (y en otras zonas de antepaís deformadas) las placas no son lo suficientemente rígidas como para que la deformación se localice solamente en sus bordes. Así, la indentación de un bloque rígido sobre un bloque plástico produce en éste un campo de fracturas, constituido esencialmente por fallas transcurrentes subparalelas al plano de indentación, y una zona de extensión normal al plano de indentación, que se adaptan a la geometría del sistema que provoca la deformación. A su vez, en una litosfera previamente engrosada, la porción mantélica de la misma es más densa que la astenosfera subyacente, por lo que aquélla puede resultar gravitacionalmente inestable y desenraizarse y hundirse en la astenosfera, por convección o por delaminación (fig. 1). El subsecuente reajuste isostático que tiene lugar y el incremento del gradiente geotérmico pueden producir extensión y la fusión parcial de la astenosfera.

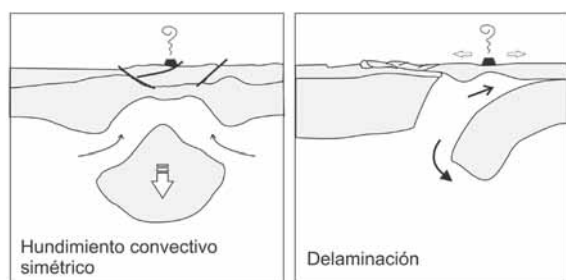


Fig. 1.—Principales modelos propuestos para explicar el magmatismo en zonas continentales que han experimentado sobreenfrosamiento litosférico (En Burg y Ford, 1997).

Más controvertido es el papel que juegan las plumas en la extensión y en la generación de los basaltos continentales. En unos casos, las plumas mantélicas son las responsables de la fusión y de la extensión. En otros, las plumas actúan de forma pasiva y el magmatismo se atribuye a la extensión sobre áreas de manto con anormalmente alta temperatura. Finalmente, en otro tercer grupo de casos (por ej., en la provincia volcánica cenozoica de Europa), el volumen de magma generado es tan reducido que es más apropiado relacionar el volcanismo con la intrusión de diapiros de manto sublitosférico.

En el modelo desarrollado por McKenzie y Bickle (1988) el volumen de líquido generado está controlado por la temperatura de la astenosfera y por el grado de adelgazamiento de la litosfera. Así, si la litosfera tiene un espesor de 100 km y sufre un factor de extensión de 5 (lo que significa que su superficie final es 5 veces superior a la inicial)² y la temperatura potencial³ de la astenosfera es normal (esto es, aproximadamente 1.280 °C) se generan 2 km de magma. Sin embargo, bajo similares condiciones de la litosfera, si la temperatura potencial de la astenosfera es 100 °C más alta se producen casi 10 km de magma y si esta última se incrementa en 150 °C sobre la temperatura normal se producen casi 15 km de magma.

En el modelo que acaba de ser descrito (ver también White y McKenzie, 1989 y Arndt y Christensen, 1992), la mayor proporción de fundido (> 96%) procede de la astenosfera o de la pluma y sólo una mínima parte de la porción litosférica del manto.

Según esta conclusión, que es una inevitable consecuencia de que estos autores suponen que el manto litosférico y el astenosférico son anhidros y tienen idénticas características de fusión, las lavas que exhiben caracteres geoquímicos que no son típicos de los basaltos oceánicos (como p. ej. altas relaciones entre elementos de elevado radio iónico y de elevado potencial iónico, relativamente altos valores isotópicos de Sr y bajos de Nd) han tenido que adquirir dichos caracteres al atravesar la litosfera.

Durante los primeros estadios de la extensión el manto litosférico es relativamente potente, se encuentra a una temperatura no muy alta y no presenta una intensa fracturación, y la corteza tiene una densidad relativamente baja. En consecuencia, los magmas basálticos que se generan se desplazan hacia la superficie a velocidades reducidas, del orden de los 8-30 cm/s (Luhr *et al.*, 1995), y tienden a concentrarse en el límite manto-corteza, en donde interaccionan con las rocas de la corteza inferior, sufren contaminación por asimilación y adquieren una signature geoquímica particular. Por el contrario, los magmas generados en una etapa de extensión más avanzada ascienden a través de una litosfera más fracturada y atraviesan fácilmente la corteza continental, ya que ésta ha aumentado su densidad por las intrusiones máficas que se le han añadido durante los episodios precedentes. La velocidad es alta, del orden de los 5 m/s (Spera, 1984), por lo que muy frecuentemente incluyen xenolitos de peridotitas. Además, su signature geoquímica es más primitiva y no exhiben anómalas concentraciones en elementos traza ni elevadas relaciones isotópicas de Sr y bajas de Nd, al no haber asimilado rocas corticales.

Puesto que buen número de basaltos continentales exhiben una signature geoquímica típicamente litosférica, Gallagher y Hawkesworth (1992) y Bradshaw *et al.* (1993) han desarrollado un modelo alternativo al previamente expuesto en el que el manto astenosférico es anhidro y el litosférico contiene una pequeña cantidad de volátiles. Bajo estas condiciones, los cálculos efectuados por los citados autores indican que durante un proceso de extensión se producen significativos volúmenes de magma por fusión del manto litosférico. Además, la fusión

² El grado de extensión se determina por la extensión areal que sufre una parte de la litosfera y se expresa generalmente por el factor β , que es la relación entre el área de la superficie final e inicial.

³ Se define como temperatura potencial de la astenosfera la que tendría en la superficie si hubiera ascendido de forma adiabática y sin sufrir fusión.

de esta porción del manto tiene lugar antes de que se inicie la de la astenosfera, si bien a medida que progresa la extensión se incrementa la cantidad de fundido que procede de la astenosfera. De acuerdo con este modelo, los basaltos que exhiben los caracteres geoquímicos antes mencionados —entre los que se encuentran la mayor parte de los basaltos de plateau— son el resultado de la fusión de peridotitas empobrecidas en componentes basálticos, que subsecuentemente han experimentado un enriquecimiento en volátiles y en elementos incompatibles. Este enriquecimiento, que en muchos casos parece haber sido algo selectivo, ya que ha introducido relativamente poco Nb y Ti, puede tener una edad Proterozoica, y es el responsable de los relativamente altos valores isotópicos de Sr y bajos de Nd de dichos basaltos.

Como ha quedado implícito en los párrafos precedentes, los magmas que se generan en zonas de intraplaca continental exhiben un amplio espectro de composiciones. Además de los basaltos toleíticos de plateau, que dan lugar a las grandes provincias ígneas y que están asociados a la fragmentación de los continentes, también son característicos de estas zonas los magmas transicionales subalcalinos, los basáltico-alcalinos, los tipos basaníticos y nefeliníticos marcadamente subsaturados en sílice e incluso los tipos ultrapotásicos (leucititas y lamproititas) y las carbonatitas. Salvo en las provincias en las que se generan magmas toleíticos de plateau, en el resto puede ocurrir que los términos más básicos no sean los predominantes, sino que las lavas félsicas (traquitas, fonolitas, etc.) adquieran una proporción importante.

Dorsales centro-oceánicas

Las dorsales centro-oceánicas (que no siempre se localizan en el centro del océano) representan el sistema volcánico más largo (~60.000 km) y continuo de la Tierra.

En estas áreas las placas litosféricas se separan pasivamente, por lo que la astenosfera asciende adiabáticamente para rellenar el espacio y, en consecuencia, funde parcialmente. El magma generado asciende y se va agregando a los bordes de las placas y de esta forma se va generando nueva corteza oceánica. El proceso de generación de magmas en estas zonas se puede considerar un caso extremo (en el que el factor de extensión tiende a infinito) del tratado en el apartado anterior.

La morfología, la estructura y las escalas espacio temporales del magmatismo varían notablemente con la tasa de extensión de la dorsal (ver por ej., Perfit y Davidson, 2000). Las dorsales con baja velocidad de extensión (10-40 mm/año), como la dorsal del Atlántico, tienen amplios y relativamente profundos valles axiales (8-20 km de ancho y 1-2 de profundidad) y la zona neovolcánica se extiende prácticamente a todo lo ancho del mismo. En estas dorsales dominan las lavas almohadilladas, las cuales tienden a formar pequeñas protuberancias o montes submarinos más o menos circulares, que frecuentemente coalescen dando lugar a crestas en la zona más interna del valle axial. La presencia de estos pequeños montes submarinos en la zona neovolcánica de las dorsales de baja velocidad de extensión es una característica de las mismas, ya que en las de elevada tasa de extensión e incluso en las intermedias no existen (o son muy raros) los edificios en la zona neovolcánica. En las dorsales de alta velocidad de extensión (80-160 mm/año) no existe un valle central sino que la zona axial es una pequeña depresión, que típicamente tiene una profundidad de 5 a 40 m y una anchura de 40 a 250 m, en la que se localiza la zona neovolcánica. Las lavas que se generan en estas dorsales son muy fluidas, por lo que las coladas son relativamente delgadas (< 4 cm) y su superficie intensamente plegada y deformada, en marcado contraste con las bulbosas pillow-lavas que dominan en las dorsales de baja velocidad de extensión.

Los magmas que se generan en estas zonas corresponden mayoritariamente a basaltos toleíticos, pobres en K₂O y en elementos traza de elevado radio iónico y tierras raras ligeras. Otra característica geoquímica es su baja abundancia en elementos volátiles. Este escaso contenido en volátiles y sobre todo la elevada presión hidrostática a la que extruyen las lavas en las dorsales centro-oceánicas, por la masa de agua que soportan, explican la emisión no explosiva de los magmas en estas zonas, y por consiguiente la ausencia de material piroclástico en las mismas.

Aunque estos basaltos forman un grupo relativamente homogéneo, sobre todo si se les compara con las lavas que se generan en otros ambientes geodinámicos, sin embargo existen pequeñas aunque significativas diferencias en las rocas de la corteza oceánica, ya que junto a los tipos empobrecidos en los elementos antes citados existen otros enriquecidos en dichos elementos (los denominados E-MORB en la literatura inglesa). Estas pequeñas

diferencias sugieren que en la astenosfera existen porciones empobrecidas y enriquecidas y que las tasas de fusión y los grados de diferenciación y mezcla no son idénticos en todos los segmentos de las dorsales.

Cuando una pluma se inyecta en o cerca de una dorsal centro-oceánica, como es el caso de Islandia, el incremento de temperatura que produce la pluma da lugar a la generación de una corteza oceánica más potente que la que existe en áreas alejadas de plumas. Los efectos de la pluma también se detectan en la composición de los basaltos de estas áreas, que son más ricos en MgO (como consecuencia de una mayor tasa de fusión), con mayor abundancia en elementos incompatibles, más altos valores isotópicos de Sr y Pb y más bajos de Nd. La geoquímica de estos basaltos sugiere que resultan de la mezcla de componente astenosférico, típicamente empobrecido en elementos incompatibles y con bajas relaciones isotópicas de Sr y Pb y altas de Nd, y material de la pluma, más rico en elementos incompatibles y más radiogénico.

Zonas de intraplaca oceánica

El volcanismo de estas zonas está representado típicamente por las islas oceánicas, si bien los montes submarinos que se generan lejos de los bordes de placa también se localizan en estas áreas. Los montes submarinos son pequeñas estructuras volcánicas, muy abundantes, sobre todo en el Pacífico en donde se calcula que hay probablemente más de un millón, que sólo excepcionalmente crecen hasta alcanzar el estadio de isla oceánica. A su vez, las islas oceánicas son ingentes estructuras plutónico-volcánicas que llegan a alcanzar más de 10.000 m sobre el fondo oceánico (lo que las convierte en las más altas elevaciones de la Tierra)⁴, en las que aproximadamente el 90% de su masa se encuentra bajo el nivel del mar. Su distribución es aparentemente aleatoria y de hecho algunas islas (por ej., Islandia, Azores y Ascensión) se localizan sobre o cerca de una dorsal, y otras (por ej., Canarias y

Cabo Verde) casi en el borde del océano. Por otra parte, en cuencas oceánicas como el Atlántico, con baja tasa de extensión, las islas forman archipiélagos constituidos por un número de islas relativamente pequeño, mientras que en cuencas de elevada velocidad como el Pacífico forman perfectas alineaciones⁵.

Los montes submarinos altamente fértiles, en los que la actividad magmática es significativamente superior a la erosiva, crecen hasta emerger sobre el nivel del mar, originando islas oceánicas. En su evolución hacia islas pasan por varios estadios, en los que aumenta progresivamente la vesicularidad de las lavas, la proporción de productos volcano-clásticos y brechas, así como la de los depósitos que resultan de la destrucción parcial de los edificios (ver Schmidt y Schmincke, 2000).

En el primer estadio el monte submarino crece bajo una columna de agua de 1.000 a 5.000 m. Si surge en una corteza oceánica joven, casi desprovista de sedimentos, el magma atraviesa aquella y forma sobre su superficie un apilamiento de lavas almohadilladas. Por el contrario, si se genera sobre una corteza oceánica antigua, con una importante capa de sedimentos, el magma no puede, por contraste de densidades, atravesar esta última capa, por lo que fluye lateralmente. En este caso el edificio volcánico surgirá cuando las sucesivas intrusiones formen una potente base sobre la que asentarse. En este estadio de aguas profundas la actividad intrusiva y extrusiva tiene aproximadamente la misma importancia, por lo que los pequeños plutones, los sills y los cortejos de diques, por una parte, y las lavas almohadilladas, por otra, son los materiales predominantes. Cuando la actividad magmática progresa, la pendiente del monte submarino aumenta, lo que provoca procesos redeposicionales, en los que se forman fragmentos y brechas de lavas almohadilladas, que se depositan sobre los flancos y las faldas del edificio en construcción.

En el estadio de profundidad intermedia de la masa de agua (< 500 m) los productos extrusivos que se generan son similares a los del estadio precedente, aunque más vesiculares; también se pueden

⁴ Por ejemplo, el volcán Mauna Loa (Hawái) se eleva 4.172 m sobre el nivel del mar y 17.080 m sobre el fondo oceánico. En consecuencia, si se mide desde su base es 8.200 m más alto que el Monte Everest, que, como es bien sabido, es la montaña más alta de la Tierra.

⁵ Por ejemplo, las ocho islas principales de Hawái (Hawái, Maui, Kahoolawe, Lanai, Molokai, Oahu, Kauai y Niihau) y los montes submarinos de la protuberancia de Hawái y de la cadena Emperador forman una alineación de casi 6.000 km en el N del Pacífico (ver Clague y Dalrymple, 1987). Esta alineación está formada por más de 100 volcanes, que en conjunto superan el millón de kilómetros cúbicos de lava. La edad de la cadena progresa desde el SE (donde existen volcanes activos) hacia el NO, siendo de 75-80 Ma la edad de los volcanes más antiguos.

originar depósitos hidroclásticos y/o piroclásticos. La profundidad a la que se genera este volcanismo explosivo depende del contenido en volátiles de los magmas. Así, en los líquidos basálticos alcalinos ricos en volátiles la fragmentación explosiva comienza hacia los 1.000 m, mientras que en las toleítas pobres en volátiles ($\sim 0,1\%$ de H_2O) aquélla se desarrolla a los 100-200 m. En las etapas finales de este estadio se pueden producir erupciones submarinas de tipo surtseyano, que generan conos submarinos o subaéreos de material piroclástico.

Por último, en el estadio emergente se generan conos y depósitos de material piroclástico por encima del nivel del mar, mientras que las lavas entran en el mar, dando lugar a hialoclastitas y brechas que forman los denominados deltas de lava. Este estadio concluye cuando los depósitos de tefra se cubren de coladas de lava más o menos voluminosas, generadas en erupciones de tipo hawaiano y estromboliano.

En la evolución subsecuente (esto es, ya en un ambiente subaéreo) se pueden distinguir dos estadios de crecimiento, separados por un período de reposo volcánico. Siguiendo la terminología que se ha utilizado en las islas Hawái (ver por ej., Peterson y Moore, 1987), se les denomina estadio en escudo y estadio de rejuvenecimiento o post-erosivo.

El estadio en escudo (denominado así por la forma que tienen los volcanes que se generan) es el más importante volumétricamente, ya que al final del mismo casi toda la superficie de la isla ha sido construida. En este estadio se desarrollan uno o más edificios, que se forman por el sucesivo apilamiento de coladas de lava. Los volcanes que se forman tienen una base ancha y pendientes suaves. La composición de las lavas es predominantemente basáltica (de tipo alcalino o transicional en muchas islas y de tipo toleítico en Hawái y Galápagos). En las islas Hawái este estadio tiene una duración media de 1 Ma, pero en Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife y La Gomera es de al menos 7,5 Ma (Carracedo, 1999).

Asociado al rápido crecimiento de las islas, durante este estadio tienen lugar importantes deslizamientos gravitacionales en los flancos de los edificios, que producen gigantescas avalanchas de escombros que, al penetrar en el mar, pueden provocar tsunamis. En las islas Hawái la mayor parte de los deslizamientos se producen en los flancos sumergidos, ya que la pendiente de estos es mayor que la de las laderas emergidas (Mark y Moore, 1987). Por el contrario, en las islas Canarias las

laderas que se desestabilizan son las emergidas, que tienen más pendiente que las submarinas (Mitchell *et al.*, 2002).

El estadio de rejuvenecimiento o post-erosivo se caracteriza por erupciones volumétricamente mucho menos importantes que las del estadio precedente y muy dispersas, tanto espacial como temporalmente. Las lavas generadas cubren en parte los relieves erosivos originados en la fase de inactividad volcánica que separa los dos estadios evolutivos subaéreos.

En las islas Hawái el tránsito del estadio en escudo al de rejuvenecimiento produce un cambio en el quimismo de las lavas, que pasan de esencialmente toleíticas a alcalinas. Por el contrario, en las Canarias y en Cabo Verde no se produce ningún contraste químico al pasar de estadio. Otra significativa diferencia en la evolución subaérea de las islas Hawái y de las Canarias es que el volumen de las lavas emitidas en el estadio post-erosivo es muy pequeño en las primeras y relativamente importante en las Canarias, en dos de cuyas islas se han formado grandes estratovolcanes, como el Roque Nublo (entre 5,6 y 2,7 Ma) en Gran Canaria y Cañadas (entre 3,5 Ma y 150.000 años) y el Teide (que comenzó a formarse hace 200.000-150.000 años aproximadamente y todavía es activo, si bien parece que su actividad declinó hace 30.000 años) en Tenerife (ver por ej., Ancochea *et al.*, 1999, Pérez Torrado, 2000 y Carracedo *et al.*, 2007).

Cuando cesa completamente la actividad volcánica la isla entra en la fase final de su evolución. Durante esta etapa, el enorme peso sobre la litosfera de la masa de lava generada y la mayor o menor elasticidad de aquella provocan el progresivo hundimiento (subsistencia) de la isla, y la formación de atolones en zonas tropicales o guyots en aguas frías, hasta que se produce la desaparición de la isla y su conversión en un nuevo monte submarino. Por esta razón, las islas Hawái tienen una vida relativamente corta (~ 7 Ma), ya que se hunden a velocidades de 2-2,5 mm/año, lo que significa subsidencias de 2-4 km desde su emergencia. En las islas Canarias esta etapa final no se ha producido, posiblemente por asentarse sobre una litosfera más vieja (jurásica, ~ 175 -155 Ma), y por ende más gruesa y menos elástica, que la litosfera bajo las Hawái, que es de edad cretácica (~ 80 Ma). Bajo estas condiciones las islas permanecen emergidas hasta que las catastróficas pérdidas de masa producidas por deslizamientos gravitacionales primero y la acción erosiva más tarde las desmantela completamente, lo que requiere períodos de tiempo largos (Carracedo, 1999).

Aunque el enfriamiento de la litosfera oceánica controla en primera aproximación la batimetría de los fondos oceánicos, en todos los océanos existen numerosas protuberancias que no están relacionadas con este factor. La característica más sobresaliente de estas protuberancias de 1.000 a 2.000 km de diámetro es su coincidencia espacial con grandes edificios volcánicos (Crough, 1983). Esta coincidencia es tan evidente que se puede decir que todas las islas y montes submarinos coronan una protuberancia y viceversa. Puesto que estas zonas se encuentran alejadas de los bordes de placa, Wilson (1963) propuso para ellas el nombre de puntos-calientes y Morgan (1971, 1972) supuso que bajo ellas existen unas columnas de manto de elevada temperatura a las que denominó plumas.

Extrapolando los resultados experimentales realizados por varios autores (Whitehead y Luther, 1975, Griffiths y Campbell, 1990, etc.) con fluidos de diferente viscosidad y temperatura, podemos suponer que las plumas mantélicas constan de cabeza y tallo (fig. 2). La cabeza es heterogénea, puesto que contiene material de la zona de manto en la que se genera la pluma y de la zona de manto que atraviesa durante su ascenso. Por el contrario, el tallo sólo está constituido por material del manto profundo, ya que no engloba durante su ascenso manto adyacente. Como el manto que engloba la cabeza de la pluma se encuentra más frío, la temperatura en la misma será apreciablemente inferior a la del tallo.

En lo que concierne a la zona de generación de las plumas mantélicas, la hipótesis más ampliamente aceptada es la de que se originan en el límite manto-núcleo (capa D''). No obstante, algunos autores también aceptan que se pueden originar en el límite entre el manto superior y el manto inferior (discontinuidad de los 670 km). La primera hipótesis implica que el núcleo se encuentra a más alta temperatura que el manto inferior y que genera el suficiente flujo calorífico para que las plumas asciendan hasta la base de la litosfera. A su vez, la segunda hipótesis implica que la convección en el manto debe tener lugar, al menos parcialmente, en dos capas, separadas por una interfase, en el límite manto superior-manto inferior. Campbell y Griffiths (1992) señalan tres importantes argumentos que están a favor de la hipótesis del límite manto-núcleo: a) la existencia de plumas cuyas cabezas alcanzan un diámetro del orden de los 1000 km, como las que se requieren para formar los ingentes volúmenes de lavas que caracterizan los basaltos de plateau continentales y oceánicos; b) la posi-



Fig. 2.—Esquema de la formación, ascenso e impacto en la base de la litosfera de una pluma mantélica producida a partir de una inestabilidad químico-térmica en el límite manto-núcleo (capa D''), según Campbell y Griffiths (1990).

ción fija de unos puntos calientes con respecto a otros, y c) el flujo calorífico total de la Tierra requiere que al menos el 70% del calor se genere en el manto inferior. Si existe una capa térmica en el límite manto superior-manto inferior, este calor debe ser transmitido a la superficie por las plumas, lo que resulta inconsistente con el bajo flujo térmico (< 10%) estimado para todas las plumas identificadas.

Más recientemente las tomografías sísmicas (véase por ej., Zhao, 2001) han puesto de manifiesto que la mayor parte de los puntos calientes detectados en superficie se localizan sobre anomalías térmicas que penetran hasta el límite manto-núcleo, lo que sugiere que muchas plumas se generan en la capa D''. No obstante, algunos puntos calientes no están enraizados hasta esta profundidad. Estos puntos calientes podrían estar asociados con otras zonas de baja velocidad todavía no detectadas, ser el resultado de un desplazamiento lateral de una pluma del primer grupo, o bien derivar de una zona no tan profunda como la capa D'' (por ej., la zona de transición) o por un proceso diferente del que se generan las plumas asociadas al límite manto-núcleo.

Cuando la cabeza de una pluma llega a la base de la litosfera se produce el frenado y el aplastamiento de la misma, por lo que aquélla puede llegar a alcanzar un diámetro de 1.000 a 2.000 km (fig. 2). La descompresión adiabática que se produce origina la fusión parcial de la misma. En este escenario, la actividad magmática comienza con la generación de basaltos de plateau, tanto si la litosfera bajo la que



Fig. 3.—Distribución de los basaltos de plateau generados en los últimos 250 Ma y asociación de los mismos con puntos calientes conocidos o supuestos (En Richards *et al.*, 1989).

llega la pluma es continental como oceánica, y continúa, bajo tasas de producción de magma entre uno y dos órdenes de magnitud más bajas, con la generación de las típicas islas y montes oceánicos.

El volumen de magma producido depende fundamentalmente de tres factores (ver por ej., White, 1993): temperatura de la pluma, espesor de la litosfera situada encima y velocidad a la que se mueve la placa sobre la pluma. Según el modelo desarrollado por Watson y McKenzie (1991) para Hawaii, un aumento de la temperatura de la pluma de 100 °C casi duplica la producción de fundido. Si la litosfera es potente el volumen de fundido que se origina es escaso, ya que la descompresión que se produce es insuficiente. Por el contrario, si el espesor de la litosfera es reducido, porque se trata de una litosfera oceánica joven o porque se está produciendo un proceso de estiramiento y adelgazamiento, la descompresión origina un importante volumen de magma. Finalmente, la productividad del fundido es más alta en plumas que se localizan bajo placas que se mueven a velocidad relativamente alta que en las que se sitúan en placas que se desplazan a baja velocidad. En las primeras, tanto los fundidos solidificados como el manto residual menos denso que se genera tras la extracción del magma se alejan rápidamente del área de interacción de la pluma, lo que facilita la descompresión de nuevas porciones de manto de la pluma, mientras que en las segundas el engrosamiento de la litosfera que se produce tiende a inhibir la descompresión de las nuevas porciones de manto.

La reconstrucción de las trazas de buen número de puntos calientes actuales ha puesto de manifiesto que su actividad comienza con la generación de basaltos de plateau, asociados con la ruptura de un continente, y continúa, bajo tasas de producción magmática entre uno y dos órdenes de magnitud más bajas, con la generación de las típicas islas y montes submarinos (fig. 3).

Como ha sido expuesto anteriormente, los magmas que se generan en estas áreas corresponden mayoritariamente a basaltos alcalinos y rocas asociadas, aunque también se conocen islas en las que predominan los tipos toleíticos. No es inusual que en estas áreas coexistan series volcánicas diferentes. Por ejemplo, en las islas Galápagos, en las Hawaii y en las Kerguelen existen lavas de las series alcalina y toleítica, si bien una de ellas es predominante. Así, en las islas Hawaii los tipos toleíticos constituyen más del 90% del total de las rocas volcánicas existentes.

Arcos-isla y márgenes continentales activos

En estas zonas la litosfera oceánica subduce bajo un arco-isla (como los que se localizan en el borde occidental del Pacífico, desde las Aleutianas hasta Tonga-Kermadec) o bajo un margen continental (como el que se localiza a lo largo de la costa occidental de América). Durante la subducción, los diferentes componentes de la litosfera [esto es, las peridotitas (harzburgitas y lherzolitas) variablemen-

te empobrecidas; los basaltos y gabros generados en las dorsales y los sedimentos depositados sobre la capa basáltica], experimentan un progresivo aumento de temperatura y de presión, y como consecuencia una serie de reacciones metamórficas. El efecto neto de este metamorfismo es una importante deshidratación del material que subduce y la adición de una fase fluida rica en H_2O , CO_2 y en elementos traza de elevado radio iónico a la cuña de manto situada por encima de la zona de Benioff.

En este escenario, la mayor parte de los autores acepta que la adición de fluidos a la cuña de manto suprasubducción es el mecanismo responsable de la fusión en estas zonas. Esta idea es compatible con los modelos térmicos establecidos para las zonas de subducción, ya que en buen número de casos la placa que subduce está por debajo de su sólido a las profundidades correspondientes a las del arco volcánico (100-150 km). Asimismo, las tomografías de detalle realizadas en zonas de subducción activa sugieren la existencia de una zona de baja velocidad en la cuña de manto suprazona de subducción.

A pesar de lo que acaba de ser expuesto, los límites de estabilidad de las fases hidratadas presentes en los diferentes componentes de la placa que subduce sugieren que la deshidratación se realiza casi completamente bajo la región ante-arco (es decir, antes de llegar a la profundidad correspondiente al arco volcánico)⁶. Esto obliga a pensar a algunos autores, como por ej., Tatsumi (1989), que el H_2O derivada de la placa que subduce no es el desencadenante directo de la generación de los magmas en estas zonas, sino que más probablemente la porción de la cuña de manto situada sobre la zona de subducción, hidratada y metasomatizada por los fluidos procedentes de la placa que subduce, es arrastrada, junto con la corteza oceánica, hacia abajo, hasta que llega a zonas de más elevada P y T en que la deshidratación de pargasita y flogopita provoca el desprendimiento de agua. Cuando este frente de emigración de agua alcanza la zona en la que se sobrepasa el sólido de la peridotita hidratada comienza la fusión, dando lugar al complejo volcanismo que caracteriza a estas zonas.

Aunque la fase fluida procede mayoritariamente de la corteza oceánica, sin embargo el que en algu-

nos magmas calco-alcalinos de arcos islas y de márgenes continentales se haya detectado la presencia de componentes derivados de sedimentos, sugiere que fluidos procedentes de éstos también pueden invadir una importante porción del manto.

Los magmas generados en estas áreas exhiben una amplia variación composicional, ya que existen tipos toleíticos (pobres en K_2O), calco-alcalinos e incluso shoshoníticos (ricos en K_2O)⁷. En general, el magmatismo más temprano es de naturaleza toleítica, mientras que el posterior es de naturaleza calco-alcalina. En arcos-isla maduros y en bordes continentales tipo andino pueden generarse asimismo magmas shoshoníticos. Todas las rocas volcánicas de estas áreas están enriquecidas (en menor medida en los tipos toleíticos que en los shoshoníticos) en elementos traza de elevado radio iónico (Ba, Rb, Sr, Cs, Pb), aunque su característica geoquímica más sobresaliente es su empobrecimiento en elementos traza de elevado potencial iónico (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti), y especialmente en Nb, Ta, Ti y Zr. El exceso de elementos traza de elevado radio iónico y el defecto de elementos traza de elevado potencial iónico que típicamente exhiben estas rocas, se atribuye a que el componente que subduce contiene fases minerales residuales (como rutilo, esfena, ilmenita, perovskita) que retienen preferentemente los elementos traza de elevado potencial iónico. En consecuencia, los fluidos/fundidos derivados de la placa que subduce están empobrecidos en elementos de elevado potencial iónico. Cuando estos fluidos/fundidos se infiltran en la cuña de manto situada encima le transfieren este empobrecimiento y, por tanto, los magmas que se generan en este manto peridotítico metasomatizado exhiben dicha signatura geoquímica.

El amplio espectro composicional que muestran las lavas de bordes constructivos, que contrasta notablemente con el carácter relativamente monótono del magmatismo de las dorsales centro-oceánicas, es un reflejo de que la generación de magmas en los arcos-isla / bordes continentales activos es un proceso muy complejo. Esta complejidad se debe a que en su génesis pueden intervenir varios componentes: a) la cuña de manto situada por encima de la zona de subducción [la cual a su vez puede ser de tipo dorsal

⁶ En muchas zonas de subducción, la profundidad de la zona sísmica bajo el frente volcánico es del orden de los 125 km (Gill, 1981).

⁷ En arcos-isla excepcionales, en los primeros estadios del magmatismo se generan lavas inusuales, denominadas boninitas, muy ricas en MgO y en SiO_2 y con muy bajas concentraciones en todos los elementos traza incompatibles, a excepción de los de elevado radio iónico. Asimismo, en arcos-isla en los que subduce corteza oceánica joven, que se encuentra por consiguiente a relativamente alta temperatura, se generan lavas adakíticas, caracterizadas por unas elevadas relaciones La/Yb y Sr/Y (> 9 y > 50 , respectivamente) y bajas concentraciones de ytrio y tierras raras pesadas ($Y < 20$ ppm y $Yb < 2$ ppm), lo que sugiere que proceden de la fusión parcial a alta presión de corteza oceánica, en la que el granate es fase residual.

(empobrecida) o de tipo isla oceánica (enriquecida)]; *b*) la corteza oceánica que subduce (compuesta por basaltos de fondo oceánico variablemente metamorfizados y sedimentos oceánicos), y *c*) la corteza continental. También contribuyen a esta diversidad las modificaciones que los mecanismos de cristalización fraccionada y asimilación pueden introducir en el quimismo de estos magmas durante su tránsito hacia la superficie. El problema se complica todavía más si se tiene en cuenta que la participación de alguno de los componentes que acaban de ser enumerados, como por ej., los sedimentos, puede tener lugar como fluido, como fundido o incluso ser incorporado globalmente a la fuente.

Extrusión de los magmas

Una erupción volcánica es la salida a la superficie de un magma. Como hemos visto en los apartados precedentes, es el final de un largo proceso que comienza en el manto superior o en la base de la corteza con la generación de un líquido silicatado, continúa con la segregación y ascenso del mismo hacia zonas más superficiales y culmina con su extrusión, previa acumulación o no en cámaras magmáticas intracorticales.

El tipo de erupción depende de la composición del magma y sobre todo de su temperatura, viscosidad y contenido en gases. Así, los magmas basálticos (que tienen contenidos en SiO_2 comprendidos entre 45 y 52%, temperaturas de 1.000-1.200 °C, viscosidades del orden de 10^{-10^2} Pa·s y baja abundancia en gases) extruyen de forma tranquila o moderadamente explosiva, dando lugar a erupciones de tipo hawaiano o estromboliano. Por el contrario, los magmas ácidos (que tienen contenidos en SiO_2 superiores al 63%, temperaturas de 700-900 °C, viscosidades entre 10^6 y 10^8 Pa·s y elevado contenido en gases) lo hacen de forma explosiva, generando erupciones de tipo vulcaniano o pliniano.

Aunque varios mecanismos internos y externos pueden provocar erupciones, todos los autores aceptan que uno de los factores fundamentales es la desgasificación de los magmas. En su zona de generación los magmas están subsaturados en componentes volátiles, por lo que admiten una fracción más o menos importante de gases (fundamentalmente H_2O , CO_2 , SO_2 , HCl y HF) en disolución. En general, el contenido en volátiles aumenta al hacerlo el porcentaje de SiO_2 , razón por la que los magmas basálticos contienen menos gases que los magmas andesíticos,

dacíticos o riolíticos. Asimismo, el contenido en volátiles aumenta con la diferenciación, ya que los primeros cristales que se forman (olivino, piroxenos, plagioclasa, etc.) no incorporan elementos volátiles en su estructura, por lo que éstos se concentran en el líquido residual. En consecuencia, la diferenciación y la vesiculación producen una sobrepresión en el magma, que puede ocasionar la fracturación de las rocas suprayacentes, iniciándose así una erupción más o menos explosiva.

Cuando los magmas ascienden hacia la superficie, decrece la presión a la que están sometidos, por lo que la presión parcial de volátiles aumenta y aquéllos pasan a estar sobresaturados con respecto a algunas o a todas las especies gaseosas. En estas condiciones, comienza a separarse una fase gaseosa en el magma, y empieza la nucleación de burbujas que contienen aquellos volátiles.

En general, los magmas basálticos comienzan a exolver CO_2 hacia profundidades del orden de los 30 km y H_2O y S muy cerca de la superficie, hacia los 150 m, nucleándose burbujas que subsecuentemente crecen. Las grandes burbujas ricas en CO_2 tienen suficiente flotabilidad como para ascender a través del magma, mientras que las más pequeñas burbujas ricas en H_2O permanecen casi estacionarias en el fundido, por lo que ascienden al hacerlo éste.

La nucleación de las burbujas tiene normalmente lugar en la superficie de las pequeñas irregularidades (por ej., óxidos) que existen en el fundido. Su desarrollo es debido a dos procesos complementarios, que pueden operar conjuntamente: la difusión de los volátiles disueltos en el magma y la expansión del gas contenido en la burbuja como consecuencia del ascenso del magma (y por ende del descenso de la presión confinante).

Se acepta (ver por ej., Sparks, 1978) que cuando el magma asciende rápidamente hacia la superficie, las burbujas crecen por descompresión. Por el contrario, el crecimiento por difusión, viene determinado por la composición, la solubilidad, la concentración de los volátiles disueltos y el grado de sobresaturación de éstos, y es favorecido por las relativamente bajas velocidades de ascenso.

Si el magma sigue ascendiendo a niveles cada vez más superficiales, la fracción de burbujas de gas aumenta progresivamente y se va acumulando en la zona superior del reservorio magmático, en donde forma una capa de espuma. Cuando la fracción de burbujas alcanza valores del orden del 65 al 75% (Sparks, 1978 y Gardner *et al.*, 1996) la capa de espuma magmática experimenta fragmentación,

dando lugar a una suspensión de gas y gotas de líquido que es la llamada columna eruptiva. Como la fragmentación produce una notable disminución de la viscosidad, la velocidad de ascenso de la suspensión se incrementa notablemente, de forma tal que el sistema partículas de líquido-gas puede llegar a alcanzar velocidades de salida de 550 m/s en el caso de magmas ácidos y de 300 m/s en el de magmas básicos (Wilson, 1980).

Tipos de erupciones y depósitos que generan

Es bien sabido que las erupciones volcánicas presentan una variada tipología y que incluso durante una misma erupción el estilo de la actividad, y por consiguiente la naturaleza y el tipo de productos que se generan, puede cambiar en minutos, horas, días o meses⁸. Sin embargo, se acostumbra a clasificar las erupciones en cuatro tipos principales: hawaianas, estrombolianas, vulcanianas y plinianas.

Como han discutido varios autores (ver por ej., Cas y Wright, 1987) esta nomenclatura genera muchos problemas, pero se encuentra tan arraigada en la literatura geológica que resulta inamovible. Cuando se utiliza esta sistemática se debe tener en mente que nos podemos estar refiriendo tanto a una fase de la actividad durante la que el estilo de la erupción es homogéneo, como a aquellas erupciones en las que la fase dominante representa claramente uno de estos estilos.

Un ejemplo de lo inadecuado de esta clasificación es que las erupciones hidromagmáticas quedan fuera de la misma. Bajo este término se agrupan aquellas erupciones producidas cuando los magmas básicos o ácidos interaccionan con el agua, tanto en medios marinos como continentales. Como se observa en la llegada de coladas de lava al mar, el contacto magma-agua no siempre genera fuerte explosividad. Sin embargo, cuando el agua se encuentra confinada (por ej., en un nivel freático) esta interacción implica la rápida vaporización del agua y por ende una sobrepresión, que da lugar a erupciones de elevada explosividad (equiparables a las de la actividad pliniana), con fuerte fragmentación del magma y la roca encajante. En este tipo de actividad se encuentran las erupciones freatomag-

máticas (cuando el magma entra en contacto con un nivel freático) y las surtseyanas (producidas por la extrusión del magma bajo el mar en niveles relativamente someros).

Erupciones hawaianas y estrombolianas

Los magmas basálticos, que tienen temperaturas de erupción de 1.100 a 1.250 °C, viscosidades comprendidas entre $10\text{-}10^2$ Pa·s y contenidos en H₂O en general inferiores a 1,5%, forman fuentes de lava incandescente que alcanzan una altura que sólo excepcionalmente sobrepasa los 500 metros, o una pequeña nube eruptiva constituida por piroclastos de tamaño reducido y gas, junto con piroclastos de mucho mayor tamaño que siguen trayectorias balísticas.

Las fuentes de lava (frecuentes en Hawaii e Islandia de ahí que se conozca a estas erupciones como de tipo hawaiano) resultan de la expulsión de una mezcla de gas y fragmentos de lava a velocidades del orden de los 100 m/s (Wilson y Head, 1981). Se forman cuando la velocidad de ascenso del magma es superior a los 0,5-1 m/s, ya que bajo estas condiciones la velocidad de crecimiento de las burbujas es muy inferior a la de ascenso del magma. En este tipo de erupciones la mayoría de los fragmentos de lava son relativamente grandes (centimétricos a métricos), por lo que pierden poca temperatura durante su caída y cuando llegan a la superficie se acumulan formando lavas que pueden llegar a viajar largas distancias. Los piroclastos de menor tamaño que se depositan en los bordes del conducto de salida, no llegan lo suficientemente calientes como para formar lavas desenraizadas, por lo que se acumulan alrededor de la boca eruptiva, dando lugar a conos de spatter o de cinder. Una pequeña fracción puede incluso depositarse a favor del viento formando mantos de tefra (ver por ej., Head y Wilson, 1989).

Si la velocidad de ascenso del magma es inferior a 0,5 m/s las burbujas de gas tienen tiempo para ascender, coalescer (lo que da lugar a burbujas que excepcionalmente llegan a tener varios metros de diámetro) y acumularse en la parte superior de la columna de magma. Las explosiones de estas burbujas producen a intervalos casi regulares una nube vertical más o menos rápida (entre 30 y 250 m/s), compuesta por una mezcla de piroclastos incandescentes y gas. La

⁸ Por ejemplo, en algunas erupciones consideradas como de tipo estromboliano, las explosiones son tan cercanas en el tiempo que la actividad de la columna eruptiva es continua, como en las erupciones de tipo hawaiano. Asimismo, tiene lugar la extrusión de un relativamente importante volumen de lavas. Por consiguiente, este tipo de erupciones deben considerarse como transicionales entre las de tipo hawaiano y estromboliano (Parfitt, 2004).

nube asciende y se expande en sentido horizontal hasta alcanzar una velocidad cero. Al final del período de rápida desaceleración, la mezcla de gas y pequeñas partículas atrapa aire y forma una columna eruptiva, que se impulsa esencialmente por convección y que llega a alturas cercanas a los 200 m. En algún caso excepcional, como por ej., en la erupción del Eldfell (en la pequeña isla de Heimaey, Islandia) en 1973, las explosiones individuales eran tan cercanas en el tiempo que generaron una pluma eruptiva sostenida que alcanzó alturas de 6-10 km (Blackburn *et al.*, 1976). Los grandes fragmentos (mayores de 0,2 m de diámetro) de lava arrojados dejan la nube antes de llegar al final del período de desaceleración y forman conos de cinder, a menos de 500 m del conducto de emisión. A su vez, las partículas más pequeñas (entre 1 y 50 mm de diámetro) son transportadas en la columna convectiva hasta alturas del orden de 200 a 1.000 m, depositándose en un área inferior a los 10 km² de la boca eruptiva.

Los materiales emitidos en estas erupciones ligeramente explosivas, conocidas como de tipo estromboliano⁹, se encuentran a menor temperatura que los generados en las erupciones de tipo hawaiano, incluso antes de la salida de la boca eruptiva. Además, experimentan mayor enfriamiento durante su permanencia en la atmósfera que los hawaianos. Por todo ello al acumularse sobre la superficie no coalescen ni se sueldan, por lo que dan lugar a conos de tefra/cinder alrededor del conducto de emisión. Sólo ocasionalmente se generan coladas de lava.

Erupciones vulcanianas¹⁰

Estas erupciones, que son típicas de estratovolcanes basáltico-andesíticos y andesíticos, se diferencian de otros estilos eruptivos en que generan cortas (segundos a minutos) y pequeñas a moderadas explosiones, que emiten bombas y bloques a distancias del orden de los 5 km. La nube de finas partículas de tefra asociada puede alcanzar alturas de varios kilómetros (< 20), especialmente si se forman por repetidas explosiones. Otra característica de estas erupciones es la formación de ondas de choque atmosféricas, que se propagan delante de la nube eruptiva a velocidades superiores a la del sonido (ver por ej., Morrissey y Mastin, 2000).

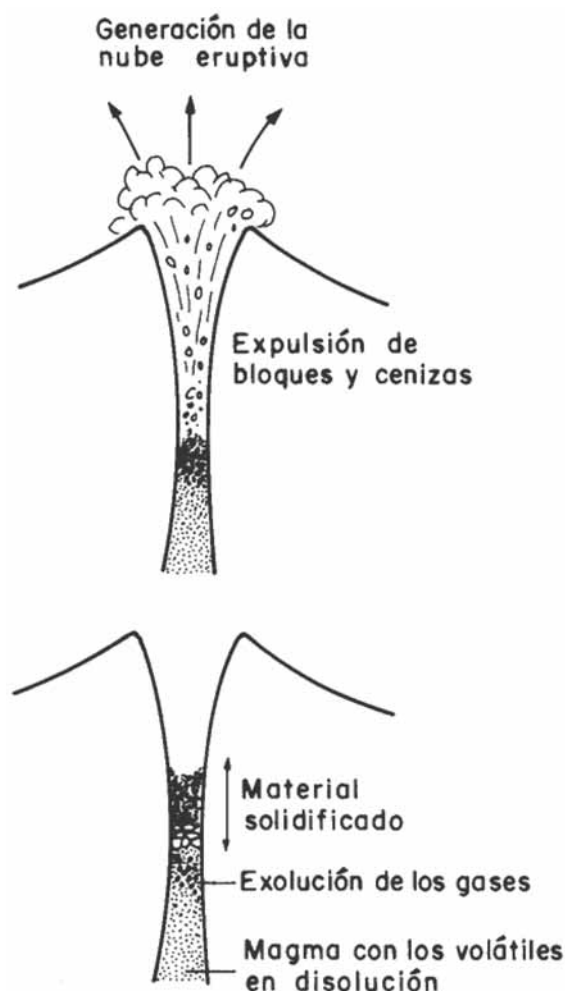


Fig. 4.—Desarrollo de una erupción vulcaniana (en Carey, 2005). En la parte inferior se ha esquematizado el proceso de exolución de los volátiles y la obstrucción del conducto. En la superior la fragmentación del magma y de la porción solidificada, la expulsión del material piroclástico y la generación de la nube eruptiva turbulenta.

La idea más ampliamente aceptada es que estas erupciones se generan por el aumento de presión que los volátiles ejercen al concentrarse y quedar atrapados en el interior del conducto, por encontrarse éste obstruido por una masa de lava procedente de una erupción anterior o una intrusión superficial previa (fig. 4). No obstante, también se han pro-

⁹ Se denominan así porque el volcán Stromboli, que forma una de las islas Eólicas, al N de Sicilia, erupciona a intervalos regulares, generando este tipo de actividad.

¹⁰ Esta denominación fue propuesta por Mercalli en 1907 para describir las erupciones que tuvieron lugar en la isla de Vulcano (islas Eólicas o Lipari) entre 1888 y 1890.

puesto otras hipótesis para explicar la fuente de los gases: el paso a vapor de aguas subterráneas por el aumento de temperatura que provoca un cuerpo magmático y la violenta mezcla de agua y magma.

Las explosiones que se producen en estas erupciones dan lugar a fragmentos líticos más o menos grandes, que siguen trayectorias balísticas, así como a coladas de bloques y cenizas, coladas piroclásticas y depósitos de grano fino de caída. Las coladas de bloques y cenizas y las piroclásticas se forman cuando la masa de bloques y cenizas arrojada a la atmósfera cae sobre una superficie más o menos inclinada.

Los componentes líticos de todos estos depósitos son juveniles y no juveniles, constituyendo frecuentemente estos últimos una elevada proporción. Los componentes juveniles, cuyo tamaño varía desde bloques a cenizas, son angulosos, vítreos o cristalinos y poco o moderadamente vesiculares. El que no presenten una buena vesiculación sugiere que los gases estaban concentrados en la parte superior del conducto de emisión, a diferencia de lo que ocurre en otros tipos de erupciones. A su vez, los fragmentos no juveniles proceden de la masa de lava o del domo que obstruía el conducto y de las paredes de éste.

Erupciones plinianas

Los magmas sálicos (andesitas silíceas, dacitas, riolitas, traquitas y fonolitas), que tienen temperaturas de erupción de 1.100-700 °C, viscosidades comprendidas entre 10^6 - 10^8 Pa·s, contenidos en H_2O del orden del 4-7% y de CO_2 generalmente inferiores al 0,25%, generan grandes columnas eruptivas, producidas por la dispersión de fragmentos líquidos/plásticos de magma, así como de roca encajante y gas. Teniendo en cuenta las características de estos magmas, es probable que las primeras burbujas se formen a profundidades cercanas a los 5 km, que estas alcancen un volumen del 75% aproximadamente a los 1,5 km y que a esa profundidad tenga lugar la disrupción del magma y la dispersión de las partículas producidas por la explosión de las burbujas de gas (ver por ej., Wilson *et al.*, 1980).

Aunque en estas erupciones conocidas como plinianas (en honor de Plinio el Joven, que describió la erupción del Vesubio que produjo la destrucción de Pompeya), los fragmentos de magma arrojados tienen un amplio rango de tamaño, sin embargo la mayoría de ellos son de granulometría fina. Por esta razón, los piroclastos son arrastrados y transportados muy eficazmente por el gas liberado y en consecuencia su velocidad de caída es pequeña, com-

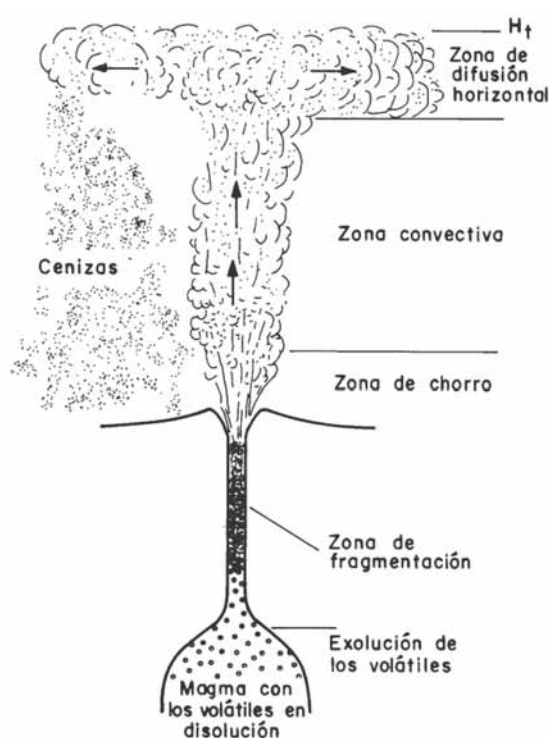


Fig. 5.—Desarrollo de una erupción pliniana y diferentes zonas de una columna pliniana (En Carey, 2005). En el esquema se puede observar la exolución de los volátiles durante su ascenso hacia la superficie, la subsecuente fragmentación del magma en una mezcla de piroclastos y gases y su expulsión al exterior para dar lugar a una espectacular columna eruptiva.

rada con la velocidad de salida de la dispersión a través del centro emisor (entre 400 y 600 m/s).

En una columna pliniana se pueden distinguir tres regiones diferentes (Sparks, 1986): zona de chorro, zona convectiva y zona de difusión horizontal (fig. 5). En la zona de chorro —que típicamente sólo representa una pequeña fracción del total de la columna eruptiva— la mezcla de partículas y gas pierde rápidamente su energía cinética debido a la gravedad, a la fricción con el aire y a la incorporación de grandes cantidades de aire atmosférico frío. De la zona de chorro se pasa a una zona más convectiva en la que se disipa la energía térmica y el aire atrapado es calentado, por lo que la densidad total de la columna decrece, llegando a ser inferior a la de la atmósfera, lo que favorece su ascenso como nube convectiva. El techo de esta zona viene definido por el nivel de densidad neutra, en el que la columna eruptiva tiene la misma densidad que la de la atmósfera que la envuelve.

Por encima de este nivel la columna continúa su ascenso debido a su impulso, hasta una altura máxima (H_t) en la que se dispersa horizontalmente bajo la influencia de los vientos dominantes. La cantidad de aire atrapado y el intercambio térmico con los piroclastos son fundamentales para proporcionar la flotabilidad necesaria para que la pluma ascienda a una gran altura. La máxima altura que puede llegar a alcanzar una columna eruptiva varía entre 20 km en las erupciones plinianas menos intensas y 35 km en las más intensas.

Si en el momento en el que la columna eruptiva pierde su impulso inicial, ésta es más densa que la atmósfera se produce su colapso. La mezcla de piroclastos y gases se desplaza lateralmente a ras del suelo como una corriente fluidizada de alta densidad y con una elevada relación partículas-gas.

Los factores que controlan si una columna eruptiva forma una pluma térmica estable, que sólo genera depósitos piroclásticos de caída y nubes de cenizas controladas por el viento, o colapsa dando lugar a coladas piroclásticas son: el contenido en volátiles del magma, las dimensiones de la boca eruptiva y la tasa de masa arrojada (Sparks *et al.*, 1978). Cuanto más alto es el contenido en volátiles del magma, más eficaz será la mezcla de la columna con la atmósfera y más favorable el mantenimiento de la pluma. Para una misma masa arrojada, cuanto más pequeña sea la dimensión de la boca eruptiva más eficaz será, asimismo, la mezcla con aire atmosférico y más favorable el mantenimiento de la pluma. Finalmente, si la tasa eruptiva es muy elevada, la cantidad de material presente en la columna será también alta, lo que provocará el colapso de la columna, incluso si el contenido de volátiles es alto y la boca eruptiva reducida.

Como los volátiles tienden a acumularse en el techo de la cámara magmática, su contenido disminuye en general durante la erupción. Asimismo, el que todos los depósitos piroclásticos contengan fragmentos de la roca del conducto indica que el tamaño de la boca eruptiva aumenta durante la erupción. Ambos aspectos sugieren, y la asociación de depósitos de tefra y de flujo cerca del centro eruptivo confirman, que la evolución más usual de una erupción pliniana es la formación de una pluma ascendente, con sus consiguientes depósitos de caída en una primera etapa, y el colapso de la misma y la generación de los correspondientes flujos piroclásticos en una fase posterior. Dicho de otra forma, las grandes erupciones plinianas (con masas de descarga de 10^6 a $>10^8$ kg/s) evolucionan desde una fase de columna

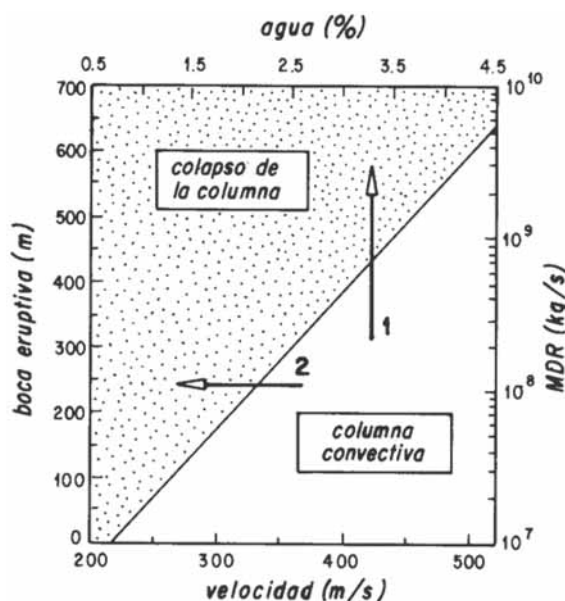


Fig. 6.—Estabilidad de una columna pliniana en función de la masa de descarga (MDR), del radio del conducto de emisión, de la velocidad de salida y del contenido en volátiles (en Cioni *et al.*, 2000).

convectiva a otra de colapso con la generación de un significativo volumen de ignimbritas, como consecuencia de un incremento de la masa de descarga, favorecido por el progresivo aumento del conducto de emisión (línea 1 de la fig. 6). A su vez, en una relativamente pequeña erupción pliniana (con masas de descarga inferiores a 10^6 kg/s) la columna colapsa al final de la erupción por un progresivo empobrecimiento en volátiles (línea 2 de la fig. 6).

Los productos volcánicos que se generan en erupciones plinianas en las que la columna eruptiva es estable consisten fundamentalmente en depósitos de pumitas y cenizas. Estos depósitos caen de la columna durante su desplazamiento lateral a favor del viento. Típicamente los primeros forman capas de varios metros de potencia, constituidas por fragmentos de pómez, cristales liberados del magma durante las explosiones y por fragmentos de rocas preexistentes procedentes de las paredes del conducto de emisión, que se extienden cientos de kilómetros cuadrados. A su vez, los depósitos de cenizas tienen menor espesor, ya que usualmente sólo alcanzan potencias centimétricas, pero por el contrario se pueden dispersar varios miles de kilómetros cuadrados.

Los piroclastos plinianos de caída forman depósitos en general bien estratificados y clasificados. Se

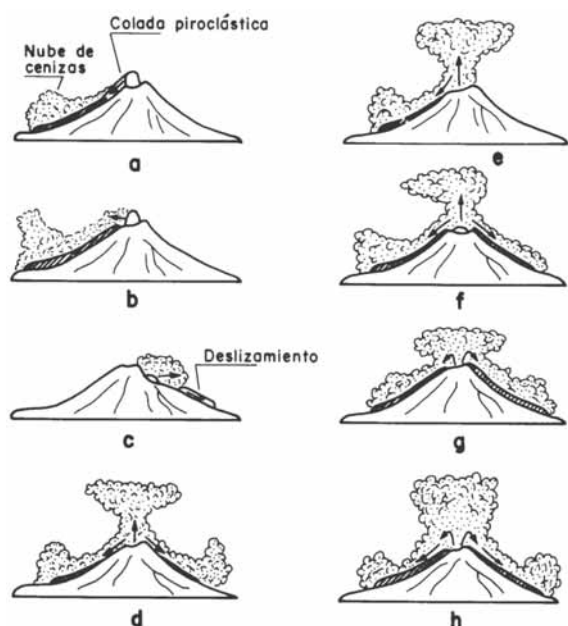


Fig. 7.—Mecanismos de generación de las coladas piroclásticas (en Cas y Wrigh, 1987). a: colapso gravitacional de un domo; b: colapso explosivo de un domo; c: colapso explosivo de un criptodomo provocado por un deslizamiento; d: explosiones discretas con colapsos de columna discontinuos; e: columna eruptiva continua con colapsos de columna discontinuos; f: colapso instantáneo de la columna; g: explosión vertical seguida de colapso de la columna, y h: colapso continuo de la columna eruptiva.

distribuyen arealmente siguiendo pautas elípticas, si el viento sopla en el momento de la erupción, o sub-circulares, si hay ausencia de viento. Su potencia sigue un decrecimiento exponencial con la distancia al conducto de emisión. Sin embargo, en la zona más próxima a éste hay un sobreengrosamiento relacionado con la acumulación de material que sigue trayectorias balísticas, así como con la mayor sedimentación piroclástica que se produce en los márgenes más exteriores de la pluma convectiva.

Como expusimos más arriba, si se produce el colapso de la columna eruptiva se forman coladas piroclásticas. Como indican Cas y Wrigh (1987) estas coladas piroclásticas se pueden originar por otros mecanismos, tales como el colapso gravitacional de un domo, la disrupción explosiva de un cuerpo intrusivo superficial provocada por un deslizamiento gravitacional, etc. (fig. 7). Sin embargo, la gran mayoría de las ignimbritas (esto es, de las coladas piroclásticas en las que los fragmentos de pómez son el componente mayoritario, que están íntimamente relacionadas con la génesis de las

grandes calderas de colapso) se han originado por colapso de una columna eruptiva.

Las coladas piroclásticas son corrientes de material volcánico que tienen una alta concentración de partículas sólidas (entre las que se encuentran desde cenizas hasta grandes bloques) y menor de gases, que se comportan como un fluido. Se desplazan lateralmente a gran velocidad sobre la superficie, por lo que pueden alcanzar grandes distancias. Su alta concentración de partículas sólidas y su variada granulometría son responsables de que estos depósitos tiendan a ser masivos y estén mal clasificados.

En una típica colada piroclástica en movimiento se puede diferenciar el flujo principal, que constituye la colada piroclástica propiamente dicha, que va precedido por una oleada piroclástica diluida, que devasta zonas que se extienden decenas a centenares de metros del flujo principal. A estos dos componentes se les asocia normalmente una nube de cenizas acompañante, que puede ascender hasta una altura de varios kilómetros, y que está constituida por partículas y gases extraídos del flujo principal y de las oleadas marginales que se mezclan con la atmósfera. Como en las columnas eruptivas estables, estas plumas acompañantes dan lugar a depósitos de caída, que se sedimentan a una considerable distancia del centro emisor.

Si el material fragmentado durante la erupción es expulsado lateralmente y no verticalmente, como consecuencia de la interacción agua-magma, se origina una mezcla turbulenta rica en gases pero con un contenido en partículas sólidas reducido, que fluye sobre la superficie, formando las llamadas oleadas piroclásticas. Los depósitos que se forman están, en general, peor clasificados que los de caída previamente considerados, aunque su carácter diluido hace que estén mejor clasificados que las coladas piroclásticas. Estos depósitos no sobrepasan unos pocos kilómetros desde su centro de emisión y además son mucho menos voluminosos que las coladas piroclásticas.

Otros procesos relacionados con el volcanismo: lahares y destrucción parcial de los edificios volcánicos

Los lahares y la destrucción parcial de los grandes edificios volcánicos constituyen dos procesos que, aunque no están necesariamente en conexión directa con una erupción, generan depósitos en los que los materiales volcánicos predominan o son sus únicos constituyentes.

Lahares

Los lahares (término indonesio con el que se conoce también a los depósitos que se forman por este proceso) son flujos de derrubios y fango que se producen en volcanes que alcanzan una elevada altura y tienen pendientes pronunciadas. Se generan cuando una erupción (fundamentalmente de coladas y oleadas piroclásticas) funde una parte de la nieve y el hielo que cubre su cima o desplaza un significativo volumen de agua contenida en el cráter. En áreas tropicales también se pueden formar por efecto de las lluvias torrenciales (en este caso se les denomina lahares secundarios), sobre todo si una erupción reciente ha producido abundante material piroclástico suelto (ver por ej., Vallance, 2000).

Como insistiremos en la sección siguiente, estos flujos son altamente destructivos. Las elevadas pendientes de los volcanes en los que se forman lahares provocan el que los flujos de derrubios y fango lleguen a recorrer distancias considerables (raramente superiores a los 300 km), a velocidades del orden de los 100 km/h. Además, el estar saturados en agua les permite desplazarse incluso sobre pendientes suaves, por lo que pueden inundar áreas muy alejadas de su zona de generación.

En la recopilación de lahares relacionados con erupciones históricas llevada a cabo por Major y Newhall (1989), la mayoría de los volcanes que han generado estos depósitos se localizan en latitudes superiores a los 35°, y los que se encuentran a latitudes más bajas alcanzan alturas por encima de los 4.000 m.

Al comenzar su descenso, la más o menos ingente masa de agua existente en el frente del lahar puede incorporar una importante masa de sedimentos (típicamente del orden del 60%) y transformarse en un flujo de derrubios. En zonas medias o distales éste puede pasar a un flujo hiperconcentrado (con mayor contenido en agua y una abundancia de sedimentos marcadamente inferior al 60%) y, finalmente, convertirse en una corriente de agua que sólo transporta sedimentos de grano fino.

Los depósitos que generan los flujos de derrubios son masivos, presentan una mala clasificación y, en algunos casos, son tan compactos y están tan endurecidos que resulta difícil romperlos. Los fragmentos que contienen pueden ser monolitológicos o heterolitológicos y redondeados o angulosos. Los depósitos monolitológicos son característicos de lahares que se han formado por una erupción contemporánea, mientras que los heterolitológicos son

los que típicamente se forman cuando el mecanismo ha sido la fusión de la nieve y el hielo o las intensas lluvias. Por último, su espesor varía desde decenas de centímetros a decenas de metros.

Los depósitos derivados de flujos hiperconcentrados muestran una mejor gradación que los generados por flujos de derrubios. Pueden ser masivos, pero usualmente presentan una ligera estratificación. Su espesor varía desde unos pocos centímetros a varios metros.

Como señala Vallance (2000) ninguna de las características de los depósitos de lahar permiten distinguirlos claramente de las coladas piroclásticas no soldadas ni de las avalanchas de escombros que describiremos a continuación. Ni siquiera la presencia de troncos carbonizados y de clastos magnéticamente orientados permite diferenciar con seguridad una colada piroclástica de un depósito de lahar, ya que si bien la mayoría de estos últimos se han formado a temperatura ambiente, algunos lo han hecho a una cierta temperatura.

Destrucción parcial de edificios volcánicos

Los grandes edificios volcánicos pueden experimentar el colapso de sus flancos en sus últimos estadios de crecimiento o cuando éste ya se ha completado. Como consecuencia de estos megadeslizamientos se generan avalanchas de escombros extremadamente móviles, por lo que descienden a velocidades que pueden sobrepasar los 100 km/h y alcanzar distancias de más de 10 km. El volumen de estos depósitos excede usualmente el kilómetro cúbico, si bien no suele sobrepasar el 10% del volumen del edificio volcánico (Thouret, 1999). Sin embargo, el deslizamiento de El Golfo, en la isla de El Hierro, representó el 25% del volumen emergido de la isla (Masson *et al.*, 2002). Estos colapsos (que no se conocían hasta que se produjo la destrucción del flanco norte del volcán Santa Helena durante su erupción de 1980) producen en el edificio volcánico un entrante en forma de herradura y un escarpe muy pendiente con forma de anfiteatro (ver por ej., Siebert, 1984 y McGuire, 1996).

La inestabilidad y por ende el colapso de los edificios volcánicos se puede producir por varios factores, unos relacionados con la actividad volcánica y otros sin relación con ésta. Dentro de los del primer grupo se han citado: el emplazamiento de magma en el interior del edificio, la actividad freatomagmática, la alteración hidrotermal y la sobre-

carga producida por la acumulación de voluminosos depósitos piroclásticos sobre elevadas pendientes. Dentro del segundo grupo se incluyen la actividad tectónica, la actividad sísmica y, en áreas tropicales, las lluvias torrenciales inducidas por huracanes.

Determinados aspectos estructurales y geomorfológicos pueden favorecer el colapso. Así, volcanes que presentan elevadas pendientes y que mayoritariamente están constituidos por una alternancia de lavas y piroclastos, que tengan extensas zonas alteradas por procesos hidrotermales y que hayan sido afectados por la intrusión de un enjambre de diques, tendrán muchas posibilidades de experimentar estos procesos destructivos.

A diferencia de las pequeñas caídas de rocas que se producen en los grandes volcanes cada pocas semanas, los colapsos se supone que se generan cada 100.000 años o más en una misma área (McGuire, 1996). Por ejemplo, Masson *et al.* (2002) calcularon que en las islas Canarias tiene lugar un colapso cada 100.000 años en el conjunto del archipiélago y cada 300.000 años en una misma isla. Sin embargo, en volcanes con una elevada tasa de efusión de material volcánico, como el volcán Augustine en Alaska, se ha producido un colapso cada 150-200 años, durante los últimos 2.000 años (Beget y Kinle, 1992).

La desestabilización parcial de un edificio volcánico se puede producir en semanas o meses o desarrollarse en miles de años. En general, las rápidas destrucciones se originan como consecuencia de un evento discontinuo o singular, como por ej., el emplazamiento de un criptodomo. Por el contrario, las lentas y progresivas destrucciones son el resultado de la acumulación de pequeños procesos, como por ej., sucesivas erupciones o el persistente emplazamiento de diques a lo largo de un sistema de rift (McGuire, 1996).

Estos megadeslizamientos estructurales son característicos de grandes edificios poligénicos, tanto de áreas continentales (por ej., Etna en Italia, Colima en México) como oceánicas (por ej., Pitón de la Fournaise en la Reunión y El Golfo en El Hierro), aunque también son notables los deslizamientos producidos en los grandes volcanes en escudo (por ej., Mauna Loa y Kilauea) de las islas Hawaii.

Las avalanchas de escombros muestran unas características morfológicas y texturales específicas (ver McGuire, 1996 y Ui *et al.*, 2000). En lo que concierne a los aspectos morfológicos la característica

más sobresaliente (y la más diagnóstica para reconocer estos depósitos) es su topografía con pequeños montículos. Estos montículos, que obviamente son de mayor tamaño en zonas proximales que distales, están constituidos por megabloques [cuyas dimensiones varían entre un máximo de 280 m (como uno de los de la avalancha del Mount Shasta) y un mínimo de 1 m], rodeados de una matriz de fragmentos mucho más pequeños. Otros caracteres morfológicos a destacar son los muros laterales que se forman en las zonas distales y el abrupto frente del depósito.

Por lo que respecta a los aspectos texturales, una característica típica es su bimodalidad: bloques y matriz. Los bloques más grandes derivan del material que ha sufrido el colapso, mientras que los más pequeños son fragmentos superficiales que han sido arrastrados por la avalancha. La matriz consiste en una mezcla de fragmentos volcánicos de pequeño tamaño que proceden de diferentes partes del volcán (véase por ej., Ui *et al.*, 2000). Las facies con abundantes bloques dominan en la zona proximal y la facies matriz en la zona distal.

Si el colapso está asociado a actividad eruptiva o intrusiva las avalanchas tienen una litología muy heterogénea, ya que junto a fragmentos del material juvenil se encuentran fragmentos de material volcánico más antiguo.

Peligrosidad y riesgo volcánico

Las erupciones volcánicas son más infrecuentes y sobre todo generan menos víctimas y daños que otros desastres naturales como los terremotos, los tsunamis o las inundaciones. En efecto, según la base de datos OFDA/CRED de la Universidad Católica de Lovaina¹¹, durante el período 1900-2005, el número de terremotos que han dado lugar a situaciones de emergencia ha sido del orden de 1.000, el de tsunamis de casi 60 y el de inundaciones de casi 3.000 (tabla 1). A su vez, el número de erupciones volcánicas y fenómenos asociados que han producido algún tipo de impacto en la población en el siglo xx, ha sido ligeramente inferior a 500 (Witham, 2005). En lo que concierne al número de víctimas mortales ocasionadas, las diferencias son mucho más abultadas, ya que los terremotos han generado casi 2 millones de muertos, los tsunamis casi 250.000 y las inundaciones cerca de

¹¹ En esta base de datos sólo se incluyen los eventos que han producido alguno de estos hechos: 10 o más víctimas, al menos 100 personas afectadas, solicitud de ayuda internacional y declaración de estado de emergencia.

Tabla 1.—Número de eventos y víctimas producidas por los más importantes desastres naturales durante el período 1900-2005 (según CRED, 2006)

| Terremotos | | | | |
|--|--------------------------|-----------|-----------|---------------|
| | Número de sismos | Muertos | Heridos | Afectados |
| África | 68 | 21.012 | 59.258 | 1.655.155 |
| América | 234 | 214.789 | 446.107 | 24.800.145 |
| Asia | 461 | 1.382.064 | 996.446 | 68.438.958 |
| Europa | 217 | 363.929 | 135.601 | 11.984.231 |
| Oceanía | 38 | 439 | 767 | 88.161 |
| Total | 1.018 | 1.982.233 | 1.638.179 | 106.966.650 |
| Deslizamientos (avalanchas y desprendimientos de ladera) | | | | |
| | Número de deslizamientos | Muertos | Heridos | Afectados |
| África | 22 | 731 | 56 | 19.740 |
| América | 142 | 20.630 | 4.809 | 4.671.598 |
| Asia | 238 | 17.344 | 3.541 | 6.096.841 |
| Europa | 80 | 17.349 | 731 | 50.822 |
| Oceanía | 16 | 541 | 52 | 11.015 |
| Total | 498 | 56.595 | 9.189 | 10.850.016 |
| Tsunamis y mareas | | | | |
| | Número de eventos | Muertos | Heridos | Afectados |
| África | 5 | 312 | 283 | 111.913 |
| América | 9 | 455 | 2 | 3.572 |
| Asia | 35 | 235.041 | 41.657 | 2.371.292 |
| Europa | 4 | 2.376 | 2 | 2 |
| Oceanía | 5 | 2.455 | 668 | 9.867 |
| Total | 58 | 240.639 | 42.612 | 2.496.646 |
| Inundaciones | | | | |
| | Número de inundaciones | Muertos | Heridos | Afectados |
| África | 503 | 19.234 | 22.521 | 39.681.544 |
| América | 733 | 100.708 | 41.795 | 53.060.511 |
| Asia | 1.173 | 6.763.850 | 1.199.184 | 2.785.974.299 |
| Europa | 408 | 9.230 | 21.775 | 14.595.978 |
| Oceanía | 96 | 369 | 91 | 571.376 |
| Total | 2.913 | 6.893.391 | 1.285.366 | 2.893.883.708 |

Tabla 2.—Número de erupciones volcánicas que han tenido algún impacto humano y víctimas producidas, durante el período 1900-1999 (según Witham, 2005)

| | |
|-------------------|-----------|
| Número de eventos | 491 |
| Muertos | 91.324 |
| Heridos | 16.013 |
| Afectados | 5.281.906 |

7 millones (tabla 1), mientras que las erupciones volcánicas no han sobrepasado los 100.000 (tabla 2), y la mitad de éstos han correspondido a dos erupciones, la del Monte Pelé (Martinica) de 1902 y la del Nevado del Ruiz (Colombia) de 1985.

Independientemente de que tanto en la base de datos de Witham (2005), como en la más antigua de Tanguy *et al.* (1998), el intervalo de tiempo considerado es muy corto, a la escala del tiempo geológico, el número de víctimas producido por las erupciones volcánicas podría haber sido muy superior si en el intervalo considerado hubiera tenido lugar una erupción del tipo basaltos de inundación. Por otra parte, Chester *et al.* (2001) piensan que el número de víctimas generadas por erupciones volcánicas en el siglo XX no fue más alto por la suerte que representó el que erupciones tan destructivas como la del Katmai de 1912 en Alaska y la del Bezymianny de 1955/1956 en Kamchatka tuvieron lugar en regiones con una baja densidad de población. Otra razón que explica el relativamente bajo número de víctimas durante el siglo pasado es que las epidemias y hambrunas que seguían a las grandes erupciones se han reducido considerablemente, como consecuencia de la creciente ayuda internacional.

A pesar de que el número de víctimas ocasionadas por las erupciones volcánicas es significativamente más reducido que el que producen otros desastres naturales, todos los autores que estudian el riesgo volcánico (ver por ej., Chester *et al.*, 2001 y Small y Naumann, 2001) piensan que en un futuro próximo se puede incrementar notablemente el número de afectados por las erupciones volcánicas, como consecuencia del progresivo aumento de población y de urbanización que están experimentando algunas de las áreas volcánicas más activas (fig. 8). Las causas por las que la elevada población del Sudeste de Asia y de América Central se concentra próxima a los volcanes hay que buscarla en las ventajas climáticas que proporciona en zonas tropicales habitar a una cierta altura, sobre las laderas de los volcanes. También en la bien conocida calidad y fertilidad de los suelos volcánicos para la agricultura, al suministrar las cenizas volcánicas nutrientes que son fácilmente incorporados al suelo. En otras áreas activas, como por ej., Hawaii, Canarias e Islandia, la explicación de que cada año aumente el número de personas que viven en ellas (o el de turistas que las visitan durante más o menos largas temporadas) hay que buscarla en la belleza de las mismas y, en algunos casos además, en lo agradable de su clima.

De acuerdo con las estimaciones de Small y Naumann (2001) casi el 9% de la población mundial (esto es, 455 millones de personas) vive a una distancia inferior a 100 km de un volcán histórico y el 12% habita a esta misma distancia de un volcán que ha sido activo en los últimos 10.000 años. El habitar cerca de un volcán activo implica no sólo peligro para la vida y destrucción para las propiedades sino que representa un persistente riesgo para la salud, debido a la constante exposición a un ambiente cargado de CO_2 , radón y otros contaminantes.

Como se expuso al tratar de los tipos de erupciones, un volcán puede cambiar el estilo de su actividad con el tiempo. Asimismo, en un área dominada por determinados tipos de depósitos volcánicos se puede generar un nuevo volcán que arroje materiales completamente diferentes. Sin embargo, lo usual es que los volcanes que se originan en un determinado ambiente geodinámico tengan una actividad relativamente uniforme. Así, como hemos visto, la mayoría de los volcanes asociados a zonas de subducción producen magmas ricos en sílice, con elevado contenido en volátiles y alta viscosidad, por lo que sus erupciones son altamente explosivas. Por el contrario, los que se generan en áreas de intraplaca son predominantemente basálticos, por lo que dan lugar a conos de cinder de pequeño a mediano tamaño, lavas relativamente fluidas y mantos de lapilli no muy alejados de su centro de emisión.

La peligrosidad y el riesgo eruptivos son conceptos diferentes, ya que el primero se refiere a la probabilidad de que un determinado fenómeno volcánico tenga lugar en un punto y en un intervalo de tiempo determinados, mientras que el segundo depende de que puedan verse afectadas personas, propiedades e infraestructuras. Teniendo en cuenta estos conceptos diremos que el volcanismo asociado a zonas de subducción es en general altamente peligroso y, si la erupción tiene lugar en una zona densamente habitada y/o con infraestructuras, añadiremos que entraña un elevado riesgo. Por el contrario, diremos que las erupciones que tienen lugar en áreas de intraplaca son ligera a moderadamente peligrosas y que representan un mínimo riesgo para las personas, aunque más alto para las propiedades e infraestructuras.

Todos los autores coinciden en que de los diferentes tipos de materiales emitidos en una erupción altamente explosiva, las coladas y oleadas piroclásticas son las de más alto riesgo. También tienen elevado riesgo los flujos de derrubios y lodo o lahares. En la información recopilada por Witham (2005) cerca del 50% de las víctimas que se produjeron en

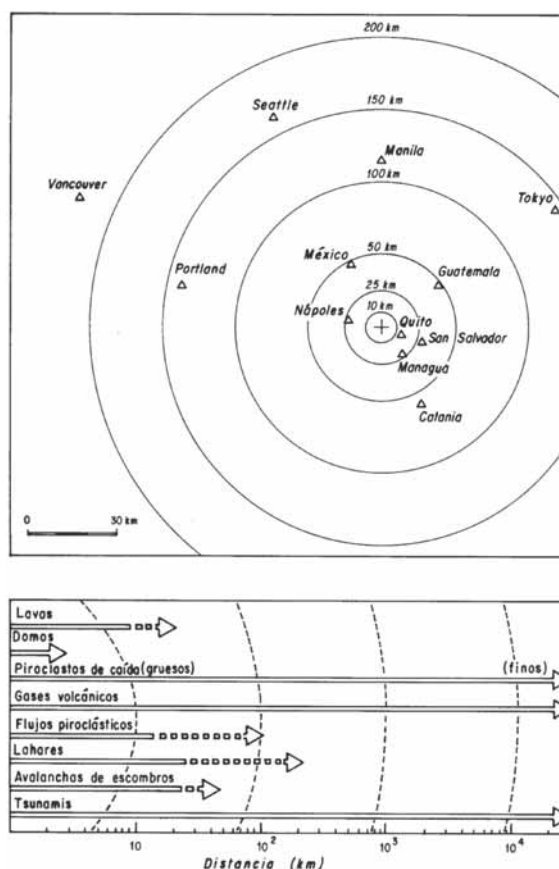


Fig. 8.—En la parte superior, selección de algunas de las áreas urbanas más expuestas a una erupción volcánica, en función de la distancia (en km) y de la dirección a la que se encuentran los volcanes activos más cercanos. En la parte inferior, distancia teórica a la que pueden llegar los diferentes productos y fenómenos asociados con una erupción volcánica (en Chester *et al.*, 2001).

el siglo xx las provocaron los flujos piroclásticos y el 32% los lahares.

Como se expuso más arriba, las coladas piroclásticas consisten de una mezcla de partículas y gases que circulan a gran velocidad y a temperaturas del orden de los 800 °C. Su volumen, elevada temperatura, contenido en gases, así como su gran movilidad (favorecida por la fluidización del sistema que mantienen en flotación las partículas sólidas por efecto de los gases calientes), explican las letales y devastadoras consecuencias de estos depósitos. Los edificios, los bosques, los cultivos, etc. son completamente arrasados y quemados y las probabilidades de supervivencia bajo el impacto de una colada de estas características es prácticamente nula. Además,

su período de aviso es tan extremadamente corto, que la única medida que pueden tomar las autoridades responsables de protección civil es la evacuación previa de las zonas de riesgo.

El poder destructivo de las coladas piroclásticas fue reconocido por primera vez por los científicos en la erupción de 1902 del Monte Pelé (Martinica). Esta erupción destruyó completamente la ciudad de St. Pierre causando la muerte de más de 30.000 personas. Coladas piroclásticas emitidas por el Vesubio en el año 79 fueron asimismo responsables de las muertes acaecidas y de la destrucción de las ciudades de Pompeya y Herculano.

Los flujos de derrubios y lodo o lahares se generan en volcanes compuestos o poligénicos (esto es, construidos por la acumulación de lavas y material piroclástico en repetidas erupciones), localizados en latitudes superiores a los 35° (o si se encuentran a más bajas latitudes cuando se producen a alturas superiores a los 4.000 m), por la fusión de la nieve y el hielo que recubre permanentemente la cima de aquellos. Los eventos volcánicos que más intensamente pueden perturbar las capas de nieve y hielo son las coladas piroclásticas y la fusión basal por erupciones subglaciales, y en menor medida las coladas de lava superficiales y los piroclastos de caída (ver por ej., Major y Newhall, 1989). Los lahares generados por coladas piroclásticas dan lugar a flujos de derrubios y lodo que al deslizarse por las pronunciadas pendientes de los grandes edificios volcánicos van incorporando parte de los materiales que atraviesan, aumentando así su densidad y su poder destructivo. Llegan a recorrer distancias de hasta 300 km y alcanzan velocidades superiores a los 100 km/h, por lo que constituyen uno de los mayores peligros que se pueden presentar a lo largo de los valles de drenaje de un volcán, incluso para núcleos de población relativamente alejados.

Un ejemplo del poder destructor de estos flujos de lodo y derrubios fue la erupción del Nevado del Ruiz (Colombia) en noviembre de 1985. Aunque la erupción fue muy pequeña (se calcula que sólo se emitió un volumen de magma de 0,02 km³), las coladas piroclásticas y las bombas emitidas fundieron varios millones de metros cúbicos de hielo y nieve del glaciar de la cima (el 6% aproximadamente del volumen total de hielo y nieve existentes). La masa de agua producida provocó la generación de flujos de derrubios y lodo, que en su recorrido hacia la base del volcán asoló casi completamente la ciudad de Armero, causando la muerte de más de 23.000 personas y la destrucción de más de 5.000

casas. Esta tragedia tiene el triste honor de ocupar el segundo lugar de entre las erupciones volcánicas más mortíferas que han tenido lugar en el siglo XX.

En áreas tropicales, en las que grandes lluvias y huracanes son frecuentes, se pueden originar lahares que no están directamente relacionados con una erupción, al removilizar el agua el material piroclástico no soldado.

Del resto de los productos emitidos en erupciones altamente explosivas, las cenizas volcánicas pueden afectar potencialmente a una ingente población, por las extensas áreas que llegan a cubrir. Estos depósitos pueden permanecer en el ambiente por años o décadas, incluso si las erupciones que los producen son de corta duración. Aunque está muy extendida la idea de que estos productos son muy poco peligrosos, salvo para los recursos agrarios, el ganado (al que se le pueden producir severos trastornos digestivos por su ingestión) y el tráfico aéreo (durante las dos últimas décadas casi 100 aviones han sufrido daños al atravesar nubes de cenizas volcánicas. Véase por ej., Miller y Casadevall, 2000), sin embargo desde la erupción del Santa Helena en 1980 se han comenzado a estudiar los efectos que pueden tener sobre la salud de las personas respirar estas pequeñas partículas. Los pocos trabajos realizados (ver la reciente síntesis de Horwell y Baxter, 2006) han puesto de manifiesto que enfermedades tales como la silicosis, el asma y la bronquitis pueden presentarse o agudizarse por una prolongada inhalación de estas cenizas.

Las lavas y piroclastos de composición basáltica tienen poco riesgo mortal para las personas, pero pueden afectar a los cultivos, las propiedades y las infraestructuras, llegando incluso a destruirlas. Los piroclastos de caída (incluidos los que siguen trayectorias balísticas) se encuentran entre los productos de una erupción que más frecuentemente producen víctimas (ver Simkin *et al.*, 2001 y Witham, 2005), aunque, como ya se ha indicado, el número de muertos que provocan es relativamente reducido. Estos materiales de caída producen buen número de heridos (por colapso de los techos de las casas sobrecargados de tefra y por impacto balístico) y el mayor número de personas que pierden su casa y tienen que ser evacuadas (Witham, 2005).

En el pasado algunas de estas erupciones basálticas llegaron a producir importantes hambrunas. Un ejemplo es la erupción del Lakagíggar (Islandia) en 1783-1784, en la que se originaron 130 cráteres alineados a lo largo de una fisura de 25 km de longitud y se calcula que se emitió un volumen de magma de 14-15 km³, de los cuales 0,75 km³ fueron

de tefra. Esta ingente masa de magma (junto con los 400-500 millones de toneladas de gases volcánicos arrojados a la atmósfera) causaron una terrible hambruna, ya que se dañaron o destruyeron 20 granjas, una extensa área de tierra fértil no pudo ser temporalmente utilizada por la capa de piroclastos que la cubrió, los cultivos subsiguientes fueron pobres y, en algunas áreas, envenenados y mucha agua no era apta para el consumo. Esta situación redujo la población de la isla un 20% aproximadamente y provocó la muerte de más del 50% de los animales domésticos (Gudmundsson, 1996).

Otro ejemplo, éste más cercano para nosotros, fue la erupción de Lanzarote de 1730-1736. En esta erupción (que con gran diferencia ha sido la de más larga duración de todas las históricas que han tenido lugar en las islas Canarias) se originaron 30 conos volcánicos, alineados a lo largo de una fractura de 14 km de longitud. Se emitió un volumen de magma de 3 a 5 km³ y las lavas y los productos piroclásticos arrojados cubrieron un 25% aproximadamente de la isla (215 km²). Aunque durante la erupción no se produjo ninguna muerte, sus efectos fueron devastadores, puesto que se destruyeron 26 pueblos y la mayor parte de la tierra más fértil. La hambruna que subsecuentemente se produjo forzó a la mayoría de la población a abandonar la isla (véase por ej., Carracedo y Rodríguez-Badiola, 1991).

Obviamente esta erupción redujo la actividad económica de Lanzarote, hasta ese momento basada fundamentalmente en la agricultura y en la ganadería, y, además, perturbó notablemente la vida de todos los habitantes de la isla. Sin embargo, la erupción también produjo aspectos positivos, que persisten en la actualidad. A su regreso a la isla, los campesinos lanzaroteños comenzaron a emplear la nueva práctica agrícola del enarenado, que aumentó considerablemente el rendimiento de las cosechas. Esta técnica consiste en cubrir la tierra fértil con una capa de lapilli, para protegerla de las altas temperaturas y atrapar la humedad ambiental. En 1974 una cuarta parte de la superficie que fue cubierta por los materiales basálticos emitidos durante la erupción del siglo XVIII (esto es, 51 km²) adquirió la categoría de Parque Nacional. Entre otros, este acontecimiento, que no hubiera sido posible de no ocurrir la erupción, ha representado para Lanzarote un importante beneficio económico, ya que el Parque Nacional de Timanfaya es visitado diariamente por miles de turistas.

Finalmente, otro fenómeno relacionado con el volcanismo (aunque no necesariamente en conexión directa con una erupción), que puede ser extremadamente destructivo, es el colapso de un sector de un edificio volcánico de elevada altura (~ 2.500 m). Como se indicó anteriormente, estos colapsos se producen por el desmoronamiento de pendientes topográficamente inestables. Las avalanchas de escombros que se generan pueden descender a velocidades de más de 100 km/h varias decenas de kilómetros. Si estos colapsos se producen en conexión con una erupción o después de intensas lluvias pueden ser altamente destructivos. Por ejemplo, el colapso del flanco norte del volcán Santa Helena en 1980, que tuvo lugar en presencia de una cámara magmática superficial, generó un amplio espectro de fenómenos destructivos, ya que, además del colapso, se formaron coladas piroclásticas, lahares y extensos depósitos piroclásticos de caída.

Cuando estos colapsos tienen lugar en islas oceánicas o en volcanes localizados cerca del mar, pueden generar tsunamis. Estos tsunamis [como los provocados por otros mecanismos volcánicos (ver Latter, 1981)] son mucho menos frecuentes que los asociados a fenómenos sísmicos¹² y generalmente tienen poca energía, aunque pueden llegar a ser violentos y destructivos cerca de la fuente (Smith y Shepherd, 1996). El área de influencia de los tsunamis provocados por colapsos gravitacionales será tanto mayor cuanto más elevadas sean la masa de rocas que se desplaza y la velocidad a la que penetra en el agua (Latter, 1981).

A pesar de su poder destructivo, en el siglo pasado las víctimas mortales producidas por estos deslizamientos no llegaron a 1.000 (Witham, 2005). Este relativamente reducido número de víctimas es probablemente consecuencia del corto lapso de tiempo considerado en la citada base de datos, ya que, según las estimaciones de Siebert (1984), se producen por término medio cuatro grandes deslizamientos por siglo.

Referencias

Ancochea, E., Huertas, M. J., Cantagrell, J. M., Coello, J., Fúster, J. M., Arnaud, N. e Ibarrola, E. (1999). Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88: 177-199.

¹² Smith y Shepherd (1996) estiman que solo el 5% de los tsunamis son de origen volcánico y de estos alrededor de un quinto están relacionados con colapsos de flancos de volcanes.

- Arndt, N. T. y Christensen, V. (1992). The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, 97: 10967-10981.
- Beget, J. E. y Kienle, J. (1992). Cyclic formation of debris avalanches at Mount Augustine volcano. *Nature*, 356: 701-704.
- Benito García, R. y López-Ruiz, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de fusión parcial. *Estudios Geol.*, 50: 291-308.
- Blackburn, E. A., Wilson, L. y Sparks, R. S. J. (1976). Mechanism and dynamics of strombolian activity. *J. Geol. Soc. London*, 132: 429-440.
- Bradshaw, T. K., Hawkesworth, C. J. y Gallagher, K. (1993). Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume. *Earth Planet. Sci. Letters*, 116: 45-62.
- Burg, J. P. y Ford, M. (1997). Orogeny through time: an overview. In: *Orogeny through time* (J.-P. Burg y M. Ford, eds.). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 121: 1-17.
- Carey, S. N. (2005). Understanding the physical behavior of volcanoes. En: *Volcanoes and the Environment* (J. Martí y G. G. Ernst, eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 1-54.
- Campbell, I. H. y Griffiths, R. W. (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 99: 79-93.
- Campbell, I. H. y Griffiths, R. W. (1992). The changing nature of mantle hotspot through time: implications for the chemical evolution of the mantle. *J. Geol.*, 92: 497-523.
- Carracedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94: 1-19.
- Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterné, M., Scaillet, S., Pérez Torrado, F. J., Paris, R., Fra-Paleo, U. y Hansen, A. (2007). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 119: 1027-1051.
- Carracedo, J. C. y Rodríguez Badiola, E. (1991). *Lanzarote. La erupción volcánica de 1730*. Servicio de Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, 183 págs.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions. Modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 págs.
- Chester, D. K., Degg, M., Duncan, A. M. y Guest, J. E. (2001). The increasing exposure of cities to the effects of volcanic eruption: A global survey. *Environ. Hazards*, 2: 89-103.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. y Sbrana, A. (2000). Plinian and subplinian eruption. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 477-494.
- Clague, D. A. y Dalrymple, G. B. (1987). The Hawaiian-Emperor volcanic chain. En: *Volcanism in Hawaii* (R. W. Decker, T. L. Wright y P. H. Stauffer, eds.). *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1350: 5-54.
- CRED (2006). EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster database. Université Catholique de Louvain, Bruselas, Bélgica (www.em-dat.net).
- Crisp, J. A. (1984). Rates of magma emplacement and volcanic output. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20: 177-211.
- Crough, S. T. (1983). Hotspot swells. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11: 165-193.
- Gallagher, K. y Hawkesworth, C. J. (1992). Deshydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, 358: 57-59.
- Gardner, J. E., Thomas, R. M. E., Jaupart, C. y Tait, S. (1996). Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruption. *Bull. Volcanol.*, 58: 144-162.
- Gill, J. B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, Springer-Verlag, Berlín, 385 págs.
- Griffiths, R. W. y Campbell, I. H. (1990). Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 99: 66-78.
- Gudmundsson, A. T. (1996). *Volcanoes in Iceland. 10.000 years of volcanic history*. Vaka-Helgafell, Reykjavik, 136 págs.
- Head, J. W. y Wilson, L. (1989). Basaltic pyroclastic eruption: Influence of gas-related patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37: 261-271.
- Horwell, C. J. y Baxter, P. J. (2006). The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bull. Volcanol.*, 69: 1-24.
- Latter, J. H. (1981). Tsunamis of volcanic origin: Summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bull. Volcanol.*, 44: 467-490.
- Luhr, J. F., Pier, J. G., Aranda-Gómez, J. J. y Podosek, F. A. (1995). Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos volcanic field, central México. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118: 321-339.
- Maaloe, S. (1985). *Igneous Petrology*. Springer-Verlag, Berlín, 374 págs.
- Major, J. J. y Newhall, C. G. (1989). Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. A global review. *Bull. Volcanol.*, 52: 1-27.
- Mark, R. K. y Moore, J. G. (1987). Slopes of the Hawaiian Ridge. En: *Volcanism in Hawaii* (R. W. Decker, T. L. Wright y P. H. Stauffer, eds.). *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1350: 101-107.
- Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P. y Canals, M. (2002). Slope failure on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sci. Rev.*, 57: 1-35.
- McGuire, W. J. (1996). Volcano instability: a review of contemporary themes. En: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (W. J. McGuire, A. P. Jones y J. Neuberg, eds.). *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 110: 1-23.
- McKenzie, D. y Bickle, M. J. (1988). The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrology*, 29: 625-679.
- Miller, T. P. y Casadevall, T. J. (2000). Volcanic ash hazards to aviation. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 915-930.
- Mitchell, N. C., Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. R. G. y Urgeles, R. (2002). The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands. A compa-

- rative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115: 83-107.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W. J. (1972). Plate motions and deep convection. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 132: 7-22.
- Morrissey, M. M. y Mastin, L. G. (2000). Vulcanian eruption. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 463-475.
- Parfitt, E. A. (2004). A discussion of the mechanism of explosive basaltic eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 134: 77-107.
- Pérez Torrado, F. J. (2000). *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Cabildo de Gran Canaria, 459 págs.
- Perfit, M. R. y Davidson, J. P. (2000). Plate tectonics and volcanism. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 89-113.
- Peterson, D. W. y Moore, J. G. (1987). Geologic history and evolution of geologic concepts, islands Hawaii. En: *Volcanism in Hawaii* (R. W. Decker, T. L. Wright y P. H. Stauffer, eds.). *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1350: 149-189.
- Richards, M. A., Duncan, R. A. y Courtillot, V. E. (1989). Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails. *Science*, 246: 103-107.
- Schmidt, R. y Schmincke, H.-U. (2000). Seamounts and island building. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 383-402.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22: 163-197.
- Simkin, T., Siebert, L. y Blong, R. (2001). Volcano Fatalities – Lessons from the historical record. *Science*, 291: 255.
- Smal, C. y Naumann, T. (2001). The global distribution of human population and recent volcanism. *Environ. Hazards*, 3: 93-109.
- Smith, M. S. y Shepherd, J. B. (1996). Tsunami waves generated by volcanic landslides: an assessment of the hazard associated with Kick'em Jenny. En: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (W. J. McGuire, A. P. Jones y J. Neuberg, eds.). Geol. Soc. Sp. Public. 110, 115-123.
- Sparks, R. S. L. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3: 1-37.
- Sparks, R. S. L. (1986). The dimensions and dynamics of volcanic eruptive columns. *Bull. Volcanol.*, 48: 3-15.
- Sparks, R. S. L., Wilson, L. y Hulme, G. (1978). Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flow by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83: 1727-1739.
- Spera, F. J. (1984). Carbon dioxide in petrogenesis III. Role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 217-232.
- Tanuy, J.-C., Ribiere, Ch., Scarth, A. y Tjetjep, W. S. (1998). Victims from volcanic eruptions: a revised database. *Bull. Volcanol.*, 60: 137-144.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 94: 4697-4707.
- Thouret, J.-C. (1999). Volcanic geomorphology – an overview. *Earth-Sci. Rev.*, 47: 95-131.
- Ui, T., Takarada, S. y Yoshimoto, M. (2000). Debris avalanches. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 617-626.
- Vallance, J. W. (2000). Lahars. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, ed.). Academic Press, San Diego, 601-616.
- Watson, S. y McKenzie, D. (1991). Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism. *J. Petrology*, 32: 501-537.
- White, R. S. (1993). Melt production rates in mantle plumes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A342: 137-153.
- White, R. S. y McKenzie, D. (1989). Magmatism at Rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94: 7685-7729.
- Whithead, J. A. y Luther, D. S. (1975). Dynamics of laboratory diapir and plume models. *J. Geophys. Res.*, 80: 705-717.
- Wilson, C. J. N. (1993). Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros. En: *La Volcanología Actual* (J. Martí y V. Araña, eds.). CSIC, Madrid, 197-275.
- Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, 41: 863-870.
- Wilson, L. (1980). Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 297-313.
- Wilson, L. y Head, J. W. (1981). Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.*, 86: 2971-3001.
- Witham, C. S. (2005). Volcanic disaster and incidents: A new database. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 148: 191-233.
- Zhao, D. (2001). Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth Planet. Sci. Letters*, 192: 251-265.

Recibido el 17 de septiembre de 2007
Aceptado el 8 de noviembre de 2007